

Numéro d'attribution à la bibliothèque

|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|\_|

**UNIVERSITÉ DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR**  
**ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES EXACTES ET DE LEURS**  
**APPLICATIONS**

**THÈSE**

préparée pour l'obtention du grade de

**DOCTEUR**

Spécialité science de l'Univers

Par

**Majed JABBOUR**

---

**MODÉLISATION CINÉMATIQUE DE PLIS À ANGLE D'INTER-FLANCS**  
**VARIABLE. APPLICATION À LA CHAÎNE PLISSÉE ET FAILLÉE DE**  
**L'ATLAS TUNISIEN.**

---

*Soutenue le 13 décembre 2011 devant la commission d'examen composée de :*

Pr Éric MERCIER	Professeur, Université de Nantes	Rapporteur
Pr Jean CHOROWICZ	Professeur, Université Pierre et Marie Curie Paris VI	Rapporteur
Dr Nicolas ESPURT	Maître de Conférences, CEREGE, Aix-en-Provence	Examineur
Pr Yves HERVOUËT	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Examineur
Dr Damien DHONT	Ingénieur TOTAL	Directeur de thèse
Pr Jean-Paul DEROIN	Professeur, Université de Reims Champagne-Ardenne	Co-directeur de thèse

**Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs – Pau**

**LFC – CNRS, UMR 5150**









## **Résumé**

Les modèles cinématiques de plissement permettent de prévoir l'architecture des anticlinaux en profondeur à partir de leurs géométries de surface. Bien que les modèles classiques de type « kink-band » soient faciles à utiliser, ils ne peuvent expliquer que des géométries de plis limitées. Le modèle trishear surmonte cet inconvénient, mais son application reste difficile à mettre en œuvre notamment en raison de nombreux paramètres mal contraints tels que le rapport  $P/S$  et l'angle de trishear.

Dans cette thèse, nous avons développé un modèle cinématique de plissement à angle d'inter-flancs variable qui permet de rendre compte de toutes les variétés géométriques de plis sur propagation de faille. Ce modèle est basé sur la géométrie « kink-band » et son application nécessite de connaître uniquement les paramètres de surface du pli (plongements des flancs, amplitude et longueur d'onde du pli). Le modèle permet de quantifier le rapport  $P/S$  du pli durant sa croissance, ainsi que son évolution tardive en pli de rupture.

Le modèle a été appliqué à la chaîne plissée et faillée de l'Atlas tunisien pour estimer la profondeur du niveau de décollement des plis sur propagation de faille. Les résultats se corrèlent bien avec les données de subsurface, au contraire des autres modèles classiques et du modèle de trishear où il est difficile d'établir une relation entre la géométrie de surface des anticlinaux et leur architecture profonde.

**Mots clés:** pli sur propagation de faille, angle d'inter-flancs variable, rapport  $P/S$ , pli de rupture, Atlas Tunisien.

---

## **Abstract**

Kinematic models of folding allow deducing the deep architecture of folds from their surface geometries. Classical models are easy to use because of their kink-band geometry but they are only able to explain some particular fold shapes. The trishear model overcomes this drawback, but its application remains limited because it necessitates the knowledge of several unconstrained parameters such as the  $P/S$  ratio and the trishear angle.

In this work, we developed a kinematic model based on the variation of the inter-limb angle during the folding. The model allows accounting for all surface geometries of fault-propagation folds. Since this model is based on the kink-band geometry, its application only requires the knowledge of the fold surface parameters, i.e. the dip of both limbs and the fold amplitude and wavelength. The model is also able to quantify the  $P/S$  ratio during the fold growth, together with its latest evolutionary stage as a breakthrough fold.

We applied the model in the Tunisian Atlas fold-and-thrust belt to estimate the depth of the decollement level associated to fault-propagation anticlines. Results are in good agreement with subsurface data. In contrast, both the other classical and trishear models are unable to explain the relationship between the surface geometry of anticlines and their deep architecture.

**Keywords:** fault-propagation fold, variable inter-limbs angle,  $P/S$  ratio, breakthrough fold, Tunisian Atlas.

## Remerciements

Le présent travail n'aurait pas été possible sans le bienveillant soutien de certaines personnes. Et je les prie d'accueillir tous mes sentiments de gratitude qui viennent du fond de mon cœur, en acceptant mes remerciements.

Mes premiers remerciements vont d'abord à mon directeur de thèse, Damien Dhont, qui m'a accompagné tout au long de cette thèse de doctorat et qui a su me donner la liberté et la confiance dans mes recherches tout en y gardant un œil critique et avisé. Sa disponibilité et ses généreux secours au cours de certains de mes moments difficiles ont été d'une très grande qualité et d'un immense réconfort; merci infiniment Damien. Je remercie aussi mon codirecteur de thèse, le professeur Jean-Paul Deroin de l'université de Reims, qui a mis à disposition les données nécessaires et a su m'aider dans ce travail malgré la distance; merci beaucoup Yves. J'adresse aussi mes sincères remerciements au professeur Yves Hervouët qui m'a accueilli dans le laboratoire et m'a pris en charge dès mon master 2 et jusqu'à la fin de la thèse; grand merci Yves.

Mes remerciements vont aussi à tous mes amis et collègues qui ont participé de près ou de loin à la bonne conduite de ce travail. Vous m'avez tous soutenu par votre encouragement, votre aide scientifique et votre soutien humain et amical. Je commence par remercier mon ami proche Dr. Grégoire Messenger qui a su me supporter et me soutenir durant cette thèse, merci cher Grégoire. Je remercie aussi Dr. Bernard Mono et Ronan Madec qui m'ont été une joyeuse surprise par leur humanisme et leur énergie rayonnante; merci Bernard et merci Ronan, vous m'avez bien marqué. J'adresse aussi mes sincères remerciements à Tamma et sa femme Dimah dont le soutien remarquable m'a été et essentiel surtout lors des moments difficiles, merci beaucoup Tammam et Dimah. Un grand merci aussi est adressé à Fadi, à Dr Tammam et sa femme Dr Batoul qui ont contribué à adoucir la fin de cette thèse, je vous remercie Fadi, Tammam, Batoul.

Je remercie aussi bien sûr le chef du département des Géosciences Mc. Daniel Bruto qui n'a jamais hésité à m'aider pour dépasser les difficultés administratives et autres; grand merci Daniel. Mes remerciements s'adressent aussi au Pr. Jean-Paul Xavier qui a été toujours disponible pour soutenir et motiver les doctorants par son énorme humanisme. Merci aussi à Stéphane le

Borgne notre ingénieur informatique et à Bertrand Fasentieux notre ingénieur-géologue et notre homme de l'ombre.

Je présente aussi mes reconnaissances aux collègues et professeurs qui m'ont pris en charge avant la fin, et qui m'ont donné de précieux conseils pour une soutenance de qualité. Je remercie ici Pr. Jean-Paul Callot, Pr. Charles Aubourg, Mc. Cédric Bonel, Dr. Damien Huyghe. Et je remercie particulièrement Pr. Dimitri Komatich avec qui j'ai appris le langage Fortran et ses applications qui m'ont été fortement utiles dans cette thèse.

Évidemment, mes grands remerciements vont également à mon pays, la Syrie, qui m'a permis d'effectuer cette thèse de doctorat, dans le cadre de la collaboration culturelle franco-syrienne.

Finalement, que tous ceux qui ont contribué à faciliter cette thèse de doctorat trouvent ici le témoignage de ma sincère gratitude.

## Table des matières

<b>1. Introduction générale et problématique .....</b>	<b>1</b>
1.1. <i>Les structures plissées : généralités .....</i>	<b>1</b>
1.2. <i>Problématique .....</i>	<b>5</b>
1.3. <i>Objectifs de la thèse .....</i>	<b>8</b>
1.4. <i>Organisation du manuscrit .....</i>	<b>9</b>
 <b>2. Les plis sur propagation de faille : État de l'art .....</b>	 <b>11</b>
2.1. <i>Cinématique et quantification du plissement sur propagation de faille .....</i>	<b>11</b>
2.2. <i>Évolution tardive du plissement sur propagation de faille .....</i>	<b>23</b>
2.3. <i>Modèle de propagation relative de la rampe en fonction du rapport P/S ....</i>	<b>27</b>
2.4. <i>Synthèse .....</i>	<b>30</b>
 <b>3. Geometry and kinematics of fault-propagation folds with variable interlimb angle (<i>Article accepté à JSG</i>) .....</b>	 <b>32</b>
3.1. <i>Abstract .....</i>	<b>32</b>
3.2. <i>Introduction .....</i>	<b>33</b>
3.3. <i>State-of-the-art .....</i>	<b>35</b>
3.4. <i>Geometry of fault-propagation folds .....</i>	<b>37</b>
3.4.1. Relationships between fold parameters .....	<b>37</b>
3.4.2. Shortening amount .....	<b>38</b>
3.4.3. Error estimation .....	<b>39</b>

3.5.	<b><i>Kinematics of fault-propagation fold</i></b> .....	40
3.5.1.	Temporal evolution of the interlimb angle .....	40
3.5.2.	Thickness ratio .....	41
3.6.	<b><i>Validation of the model</i></b> .....	42
3.6.1.	Balancing of the folded units .....	42
3.6.2.	Comparison with previous fault- propagation fold models .....	43
3.7.	<b><i>Modelling of fault-propagation folds with variable interlimb angle</i></b> .....	43
3.8.	<b><i>Application to natural examples</i></b> .....	44
3.8.1.	The Turner Valley anticline, Alberta foothills, Canada .....	45
3.8.2.	The Alima anticline, Eastern Atlas, Tunisia .....	46
3.8.3.	The Ucero anticline, Castilian mountains, Spain .....	47
3.9.	<b><i>Discussion</i></b> .....	48
3.9.1.	Geometry and temporal evolution of folding .....	48
3.9.2.	Variation of the interlimb angle with constant $K$ .....	50
3.9.3.	Shortening amount vs. thickness ratio .....	51
3.10.	<b><i>Conclusions</i></b> .....	52
3.11.	<b><i>Appendix</i></b> .....	54
3.12.	<b><i>References</i></b> .....	60
3.13.	<b><i>Figure captions</i></b> .....	68
4.	<b>Quantification de l'évolution du pli sur propagation de faille</b> .....	82
4.1.	<b><i>Introduction</i></b> .....	82
4.2.	<b><i>Quantification analytique de l'évolution tardive du plissement</i></b> .....	82
4.2.1.	Évolution de la hauteur de la rampe au cours du plissement .....	83

4.2.2.	Évolution de la largeur du pli .....	85
4.2.3.	Implication de l'état de rupture du pli sur l'épaisseur du flanc externe .....	87
4.3.	<b><i>Géométrie du pli à son état de rupture.....</i></b>	<b>88</b>
4.3.1.	Propagation de la faille au cours du plissement .....	88
4.3.2.	État mature du plissement .....	90
4.3.3.	Les différentes phases de plissement .....	93
4.4.	<b><i>Influence de l'intensité du plissement sur la profondeur du niveau de décollement .....</i></b>	<b>95</b>
4.5.	<b><i>Quantification du rapport <math>P/S</math> .....</i></b>	<b>99</b>
4.5.1.	Approche analytique du rapport $P/S$ .....	99
4.5.2.	Quantification du rapport $P/S$ pour les modèles de pli à angle d'inter-flancs fixe .....	100
4.5.3.	Quantification du rapport $P/S$ pour le modèle à angle d'inter-flancs variable .....	103
4.6.	<b><i>L'évolution tardive du plissement: implication géométriques .....</i></b>	<b>107</b>
4.6.1.	Cas de la rupture du pli .....	107
4.6.2.	Cas de la rupture sur un niveau de décollement .....	112
4.7.	<b><i>Discussion .....</i></b>	<b>115</b>
4.7.1.	Propagation non linéaire de la faille .....	115
4.7.2.	Vers une quantification du rapport $P/S$ .....	116
4.7.3.	Rupture du plissement sur propagation de faille .....	117
5.	<b>Validation du modèle de plissement .....</b>	<b>118</b>
5.1.	<b><i>Introduction .....</i></b>	<b>118</b>
5.2.	<b><i>Le Bassin de Gafsa .....</i></b>	<b>118</b>



5.2.1.	Contexte géodynamique du bassin .....	121
5.2.2.	Cadre litho-stratigraphique .....	122
5.2.3.	Modèle structural du bassin .....	125
5.2.4.	Cartographie télé-analytique des structures plissées .....	126
5.2.5.	Analyse topographique .....	128
5.3.	<b><i>Modélisation structurale des plis anticlinaux</i></b> .....	136
5.3.1.	Méthodologie .....	136
5.3.2.	L'anticlinal du Djebel El Guentass .....	138
5.3.3.	L'anticlinal du Djebel Alima .....	142
5.3.4.	L'anticlinal du Djebel Bouhlel .....	145
5.3.5.	L'anticlinal du Djebel Sehib .....	150
5.3.6.	L'anticlinal du Djebel Bliji .....	152
5.3.7.	Erreurs sur la profondeur du décollement .....	162
5.4.	<b><i>Discussion</i></b> .....	163
6.	<b>Conclusions générales et perspectives</b> .....	166
	<b>Références Bibliographiques</b> .....	169
	<b>Annexes</b> .....	182



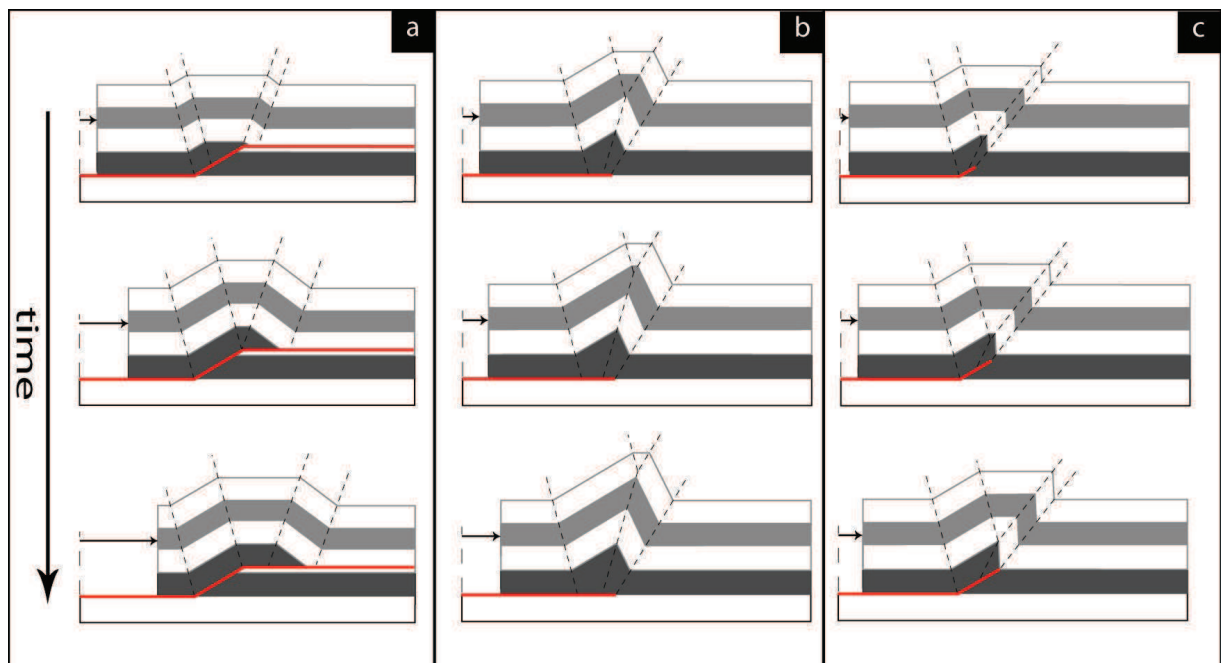
# Chapitre I



## 1. INTRODUCTION GÉNÉRALE ET PROBLÉMATIQUE

### 1.1. Les structures plissées : généralités

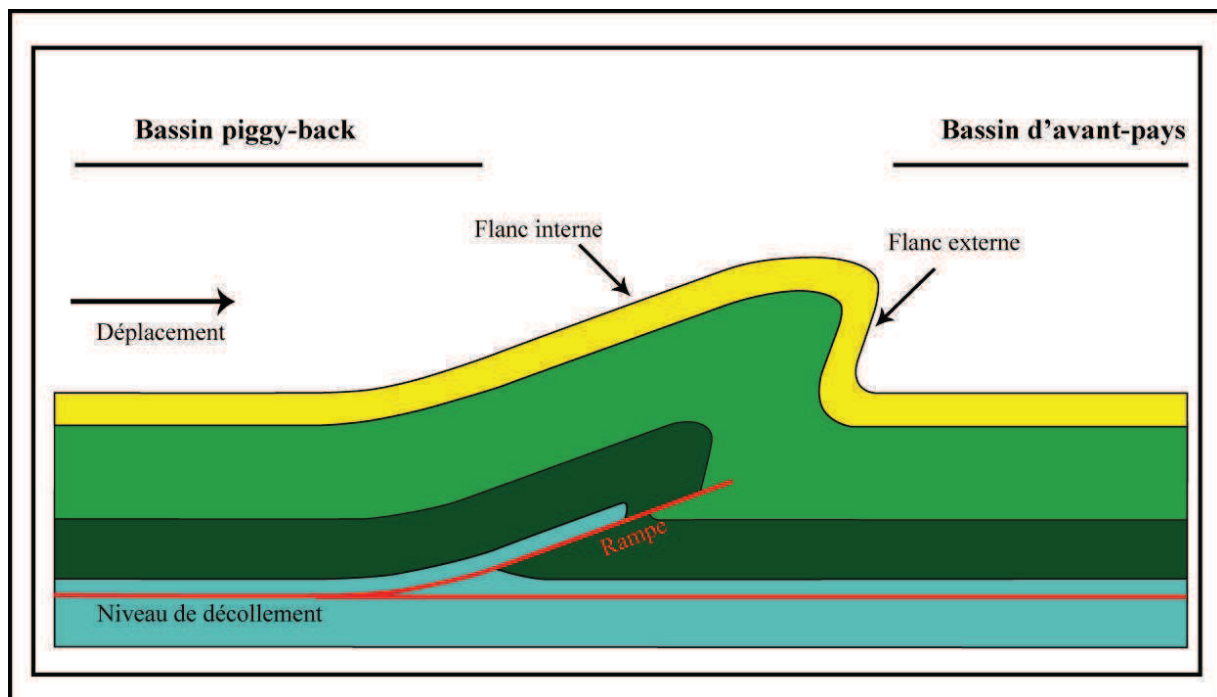
En géologie structurale, les études portant sur la géométrie des plis anticlinaux constituent un sujet important, d'une part, d'un point de vue fondamental pour une meilleure compréhension du mécanisme du plissement et des relations entre contrainte et déformation (e.g., Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002) et, d'autre part, d'un point de vue appliqué car les anticlinaux constituent des pièges structuraux pour les hydrocarbures (e.g., Suppe, 1985; René Cossé, 1988; Beaumont et al., 1990; Mitra, 1990, 2002; Biju-Duval, 1999). Depuis les premières observations de formes anticlinales en relation avec des failles profondes (e.g., Willis, 1893; Chamberlin, 1910; Willis et Willis, 1934; Rich, 1934), l'imagerie sismique et les données de puits ont permis de caractériser trois types principaux de plis correspondant aux plis sur flexure de faille ou plis passifs (Figure 1-1-a), aux plis de détachement (Figure 1-1-b) et aux plis sur propagation de faille (Figures 1-1-c, 2).



**Figure 1-1:** Les principaux modèles de plissement. (a) pli passif ou pli sur flexure de faille. (b) le pli de détachement. (c) le pli sur propagation de faille.

Pour ces différents modèles de plis, la formation des anticlinaux est directement liée au jeu

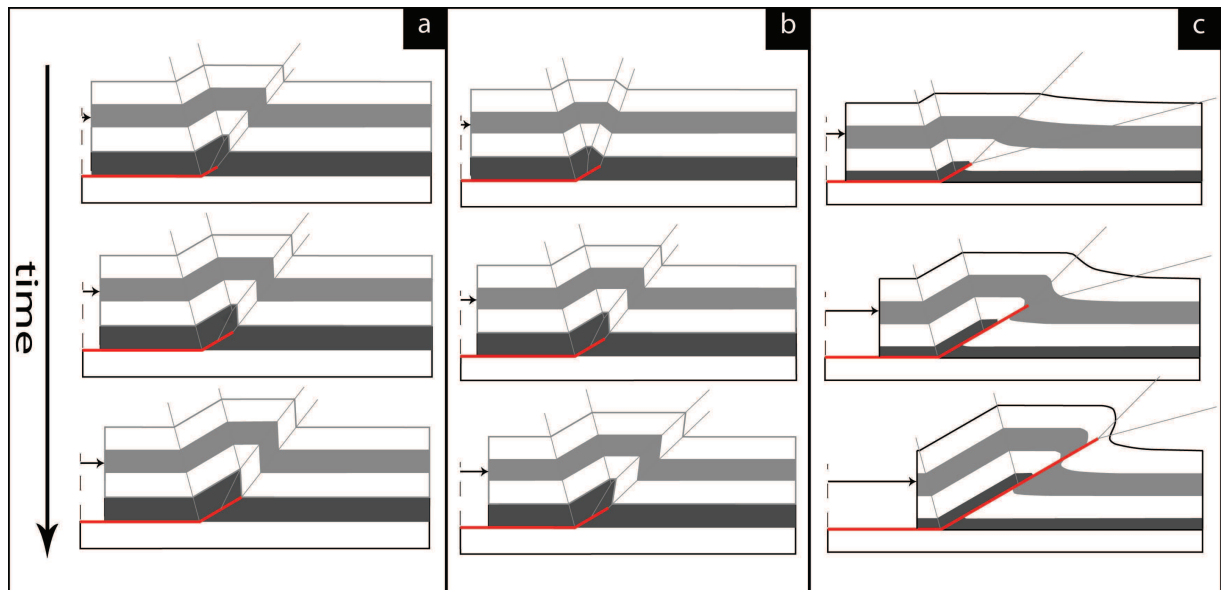
d'une faille en profondeur en lien avec une déformation compressive. Les plis sur flexure de faille sont associés au déplacement passif des couches sédimentaires sur une rampe aveugle reliant deux niveaux de décollement à des profondeurs différentes (Figure 1-1-a) (Rich, 1934; Suppe, 1983; Jamison, 1987; Mitra, 1992; Mercier, 1997). Les plis de détachement se développent lorsque la compression affecte une pile sédimentaire reposant sur un niveau incompetent. Dans ce cas, le déplacement des couches s'effectue simplement par translation sur une faille horizontale représentant le niveau de décollement et le pli croît suite à l'accumulation de la matière dans la couche incompetente (Figure 1-1-b) (Carey, 1962; De Sitter, 1964; Dahlstrom, 1969; Jamison, 1987; Mitra et Namson, 1989; Mitra, 1992; Poblet et McClay, 1996; Mitra, 2002). Les plis sur propagation de faille se développent en raison du déplacement des couches sur un niveau de décollement profond permettant la création d'une rampe qui se propage graduellement dans les strates vers la surface (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Chester et Chester, 1990; Mitra, 1990; Suppe et Medwedeff, 1990; McNaught et Mitra, 1993; Mercier et al., 1997; Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998) (Figures 1-1-c, 2).



**Figure 1-2:** Géométrie d'un pli sur propagation de faille. Le déplacement sur un niveau de décollement implique la création d'une rampe profonde et le plissement des couches. Le flanc interne du pli constitue la terminaison du bassin en piggy-back, et le flanc externe est la limite du bassin d'avant-pays.

Ces types de plissement ont fait l'objet de différents travaux de modélisation utilisant différentes approches parmi lesquelles la modélisation cinématique (e.g., Suppe, 1985; Suppe

et Medwedeff, 1984, 1990; Jamison, 1987; Chester et Chester, 1990; Mitra, 1990; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002; Tavani et al., 2006), la modélisation analogique (e.g., Chester et al., 1988; Storti et al., 1997; Maillot et Koyi, 2006; Bernard et al., 2007), la modélisation numérique en différences finies (e.g., Cundall et Board, 1988; Erickson et Jamison, 1995; Coetzee et al., 1995; Strayer et Hudleston, 1997) et la modélisation par éléments discrets (e.g., Finch et al., 2003; Hardy et Finch, 2006, 2007).



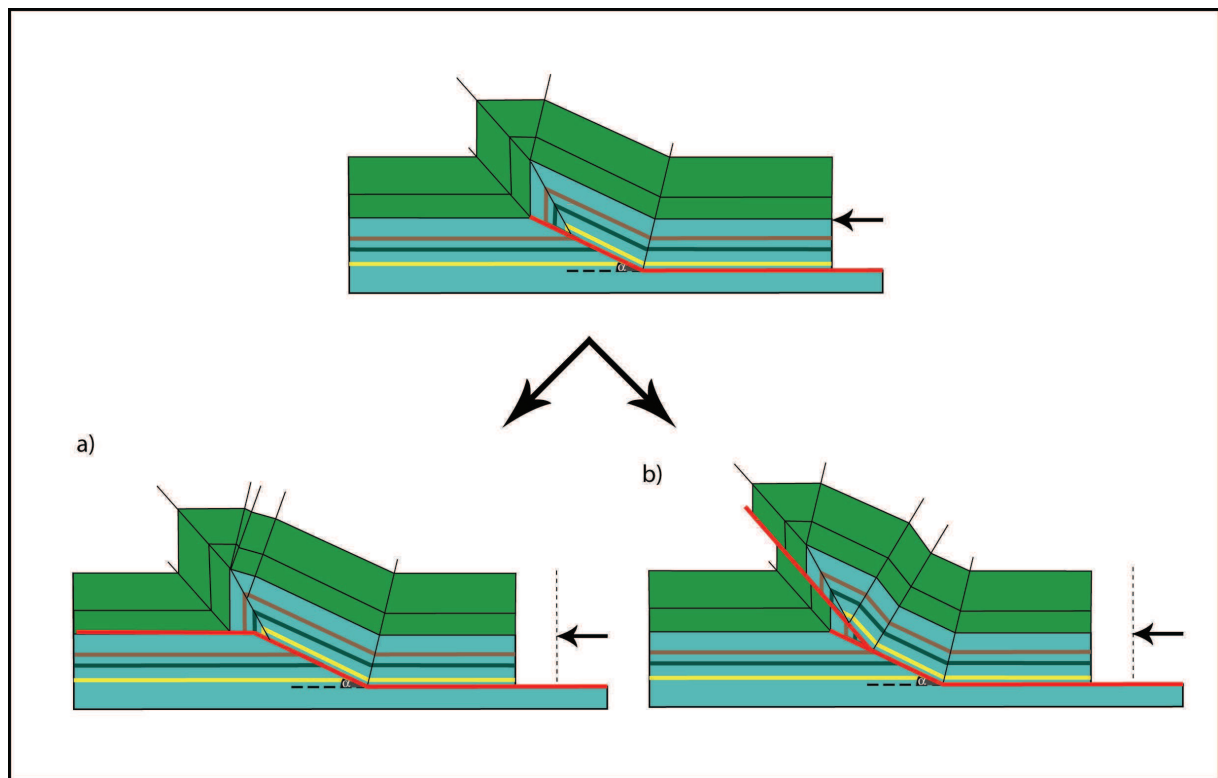
**Figure 1-3:** Les différents modèles de plis sur propagation de faille en fonction de la géométrie et de l'évolution proposées du plissement. (a) Le modèle uniforme «ou self-similar» impliquant une croissance de l'amplitude du pli et de sa longueur d'onde sans variation du plongement du flanc externe au cours du plissement (Suppe, 1985; Suppe et Medwedeff, 1990). (b) Le modèle à angle inter-flancs variable (Mitra, 1990) impliquant une croissance de l'amplitude du pli et de sa longueur d'onde et une rotation du flanc externe au cours du plissement. (c) Le modèle trishear impliquant une croissance de l'amplitude du pli et une quasi-conservation de sa longueur d'onde avec le temps (Erslev, 1991; Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998).

Le plissement sur propagation de faille constitue un modèle courant qui permet d'expliquer les déformations plicatives des domaines d'avant-pays et des ceintures plissées (e.g., Suppe, 1983, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Mitra, 1990; Mercier, 1992; Philippe, 1994; Outtani et al., 1995; Martin et Mercier, 1996; Mercier et al., 1997; Erslev, 1991; Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002; Tavani et al., 2006; Torres Carbonell et al., 2008). Deux catégories principales de modèles cinématiques

et géométriques peuvent être distinguées selon la méthode de quantification. La première regroupe les modèles de plissement uniforme ou «self-similar» qui supposent que l'évolution du pli au cours du temps se résume à une augmentation de son amplitude et de sa longueur d'onde en fonction de la propagation de la faille dans les couches (Figure 1-3-a) (Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Suppe, 1985; Jamison, 1987). La deuxième est représentée par les modèles de plissement qui impliquent non seulement une augmentation de l'amplitude et de la longueur d'onde du pli avec le déplacement, mais aussi un serrage du pli (diminution de son angle d'inter-flancs) dû à une rotation de son flanc externe. C'est le cas du modèle à angle d'inter-flancs variable proposé par Mitra (1990) (Figure 1-3-b) et du modèle de trishear (Figure 1-3-c) initialement proposé par Erslev (1991) et développé par la suite par Hardy et Ford (1997), Allmendinger (1998) et Cristallini et Allmendinger (2002). Ces modèles proposent une évolution tardive du pli sur propagation de faille conduisant au développement de deux types de plis (Figure 1-4) (Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997), à savoir les plis de translation résultant du déplacement du pli sur une faille horizontale et les plis de rupture résultant de la cassure du flanc externe du pli. Les modèles cinématiques de plissement sont basés sur les observations de surface et de subsurface. Ils permettent ainsi d'établir facilement une relation analytique entre la réponse morphologique des couches plissées et l'architecture profonde du pli, conduisant à la reconstruction géométrique des anticlinaux à partir de données géologiques de surface (e.g., Mount et al., 1990; Al Saffar, 1993 a, b; Outtani et al. 1995; Mercier et al., 1995; Labrousse, 1998; Labrousse et Hervouët, 1999; Norman et al., 2002; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al, 2006; Jabbour et al., 2007).

La modélisation cinématique est prédictive car elle présente des solutions sur la géométrie profonde d'anticlinaux dans des domaines où l'imagerie sismique connaît certaines limites d'acquisition comme c'est le cas des régions à relief contrasté. Ces modèles permettent aussi de mieux caractériser la géométrie des failles majeures par corrélation avec les données de sismique régionale (Allmendinger et Shaw, 2000; Cristallini et Allmendinger, 2002; Cardozo, 2005). Ils peuvent en outre être utilisés pour mieux représenter la distribution du déplacement et de la contrainte au sein de structures plissées (Hedlund, 1997; McConnel et al., 1997; Salvini et Storti, 2001; Masini et al, 2009), notamment dans le cas d'une déformation syn-sédimentaire (Wickham, 1995; Hardi et Ford, 1997; Allmendinger, 1998).



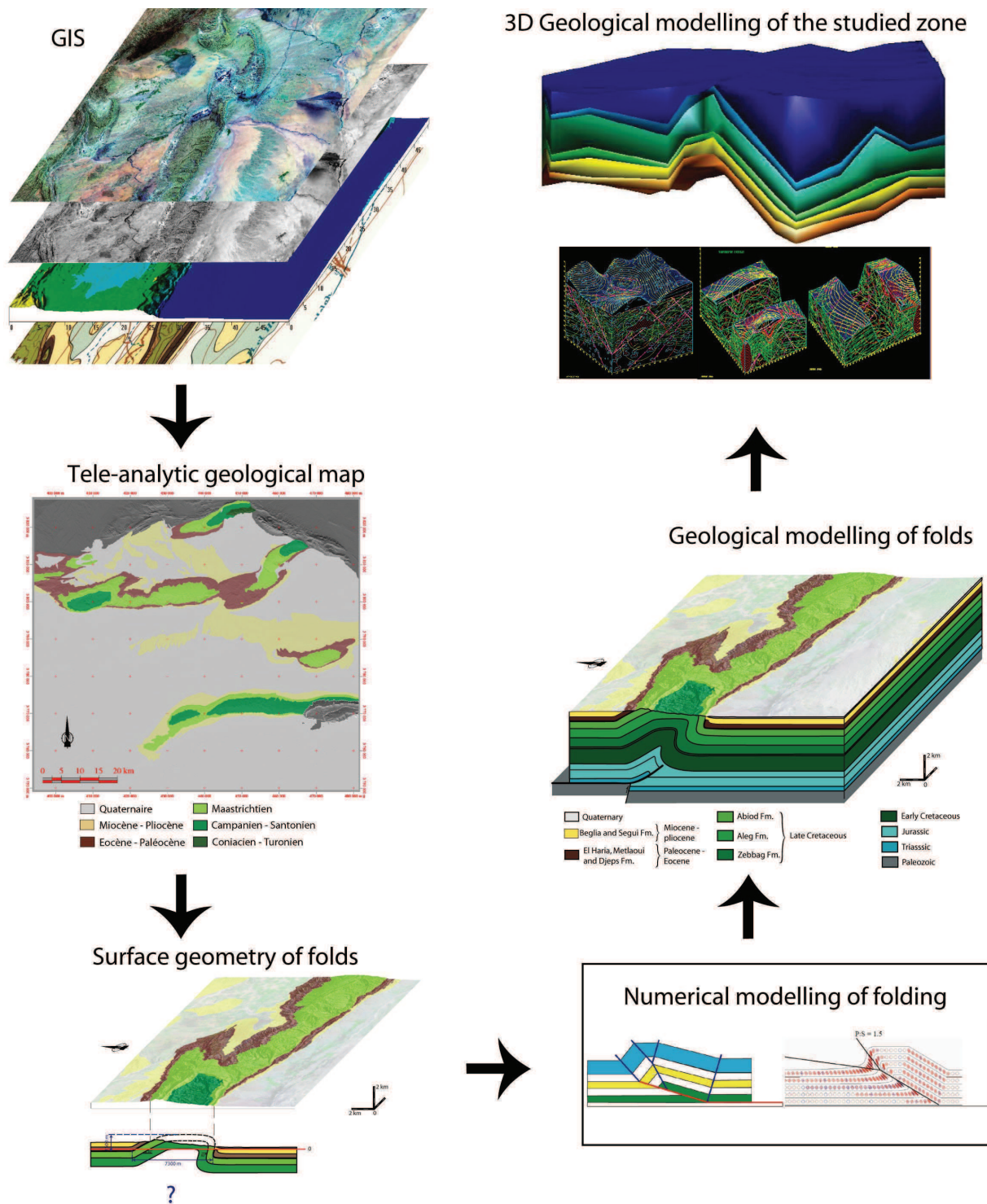


**Figure 1-4:** L'évolution tardive du pli sur propagation de faille produisant deux types de plis (d'après Suppe et Medwedeff, 1990). a Les plis de translation résultant de la translation du pli sur une faille horizontale. b Les plis de rupture résultant de la rupture du flanc externe du pli.

## 1.2. Problématique

Pour reconstruire l'architecture d'anticlinaux à partir de leur morphologie de surface, les études sont basées sur des modèles cinématiques de plissement qui combinent essentiellement les mesures de pendages et les données de télédétection (imagerie spatiale et Modèles Numériques de Terrain) pour caractériser les paramètres du pli à l'affleurement (e.g., Mount et al., 1990; Al Saffar, 1993 a, b; Outtani et al. 1995; Mercier et al., 1995; Labrousse, 1998; Labrousse et Hervouët, 1999; Norman et al., 2002; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al, 2006; Jabbour et al., 2007) (Figure 1-5). L'analyse des données de télédétection permet une cartographie numérique et précise des structures plissées en vue de contraindre la géométrie de surface des anticlinaux (plongements locaux des flancs, amplitude et longueur d'onde du pli). Les modèles de plissement permettent ensuite de prédire l'architecture en profondeur des anticlinaux à partir de leur géométrie de surface.

Bien qu'il existe différents modèles cinématiques pour simuler la croissance du pli au cours du temps, ceux-ci ne sont pas entièrement satisfaisants pour trois raisons majeures.



**Figure 1-5:** La méthode de reconstitution de l'architecture du pli en profondeur à partir des données de surface (données géologiques, topographiques et images de satellite). Des modèles cinématiques de plissement sont utilisés pour déterminer la géométrie de la rampe et la quantité du raccourcissement à partir de l'expression de la déformation en surface.

Premièrement, la variation de l'angle d'inter-flancs du pli due à la rotation du flanc externe au cours du plissement permet à elle seule d'expliquer la diminution du plongement des couches aux terminaisons périclinales. Le modèle de Mitra (1990), qui suit une géométrie de type kink-band largement utilisée pour l'analyse des structures plissées (e.g., Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Mount et al., 1990; Al Saffar, 1993 a, b; Outtani et al. 1995; Mercier et al., 1995; Labrousse, 1998; Labrousse et Hervouët, 1999; Mitra, 2002; Norman et al., 2002; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al, 2006; Jabbour et al., 2007), est capable de rendre compte de la variation des différents paramètres du pli (pendages des flancs, amplitude, longueur d'onde) au cours du temps. Cependant, cette approche souffre de nombreux défauts tels que les paramètres arbitraires qui limitent son utilisation, notamment en ce qui concerne l'évolution temporelle du plissement comme la valeur initiale de l'angle d'inter-flancs et le changement d'épaisseur du flanc externe. De ce fait, le modèle de trishear reste le seul modèle qui permet de proposer une reconstruction cinématique du plissement et un équilibre correct. Le défaut principal du modèle de trishear est sa difficulté à reconstruire la géométrie profonde des plis, et en particulier de plis sur propagation de faille, à partir de données de surface. En effet, l'inversion des plis nécessite de connaître plusieurs paramètres qui ne sont accessibles que par des profils sismiques, tels que le rapport entre la propagation de la faille et le raccourcissement ( $P/S$ ) ou l'angle de la zone de trishear. La modélisation directe reste donc l'unique moyen de déduire la géométrie profonde des plis. Son utilisation reste cependant très limitée en raison de l'absence de contrôle sur plusieurs paramètres clefs qui fournissent alors des résultats incertains, tels que le rapport  $P/S$ , l'angle de trishear et la profondeur du niveau de décollement.

Deuxièmement, tous les modèles cinématiques, à l'exception du modèle trishear, proposent que l'évolution tardive du pli fait partie intégrante du plissement. La formation du pli de translation est ainsi liée uniquement à la lithologie des couches car elle nécessite un niveau de décollement stratigraphique dans les niveaux supérieurs (Figure 1-4-a). Le développement du pli de rupture est expliqué par l'augmentation de la contrainte dans le flanc externe avec le déplacement suivi par le blocage de la faille dans les strates (Figure 1-4-b) (Mitra, 1990, 2002; Mercier et al., 1997). Il est clair que la lithologie ne peut pas être prise en compte dans les modèles cinématiques. De même que la variation de la contrainte dans le flanc externe du pli ne peut pas être quantifiée par ces modèles. Enfin, aucune modélisation géométrique ou cinématique n'illustre le blocage de la rampe dans les strates, même si ce mécanisme permet qualitativement de rendre compte de la formation des plis de rupture. Pour

résumer, l'évolution tardive du pli ne pourra être traitée sous un aspect quantitatif qu'à partir du moment où les modèles cinématiques proposeront des méthodes décrivant les conditions géométriques du pli immédiatement avant sa rupture.

Troisièmement, la quantification dans les modèles de plissement sur propagation de faille est basée sur une propagation linéaire de la faille au cours du plissement. Cette hypothèse implique que la rampe atteigne la surface avec le même plongement et sans blocage, ce qui est contradictoire avec une évolution tardive cassante où se développe un pli sur rupture. La propagation linéaire de la rampe dans les couches implique une valeur constante du rapport  $P/S$  au cours du plissement. Bien que ce rapport puisse être déterminé géométriquement dans les modèles basés sur une géométrie kink-band, aucune solution analytique n'a été proposée et sa valeur peut être très variable dans le cas du modèle de trishear (Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998). Le blocage de la faille se traduit par une annulation instantanée de la vitesse de la rampe équivalente à une valeur nulle de  $P/S$ , qui n'est pas expliquée par l'ensemble des modèles cinématiques de plissement sur propagation de faille. Puisque la diminution de la vitesse de la faille liée au rapport  $P/S$  permet de rendre compte de l'abandon de la rampe primaire en faveur d'une rampe de rupture, ce rapport diminue donc au cours du plissement alors qu'il est supposé varier aléatoirement dans le modèle de trishear.

Ces remarques montrent qu'il reste encore de nombreuses incertitudes à lever pour obtenir un modèle de plissement fiable. Le serrage graduel de l'anticlinal au cours du plissement est un atout majeur du modèle de trishear. Cependant, la cinématique complexe de ce modèle et l'intégration de nombreux paramètres peu contraints le rendent difficile à mettre en œuvre. De même, l'évolution du pli suivant le modèle classique de Mitra (1990) fait appel à des paramètres fixés arbitrairement. Il semblerait donc opportun de développer un modèle cinématique basé sur la géométrie kink-band qui puisse rendre compte du serrage du pli en utilisant le moins de paramètres possibles. Par ailleurs, ce modèle doit être capable de caractériser les conditions géométriques qui contrôlent l'évolution le pli sur propagation de faille en pli de rupture, ce qui revient à quantifier la propagation de la rampe liée au rapport  $P/S$  par un modèle cinématique de plissement. Ce nouveau modèle cinématique devrait à terme permettre de comparer les géométries des modèles kink-band et trishear pour déterminer celui qui est le plus adapté au plissement sur propagation de faille.

### ***1.3. Objectifs de la thèse***

Pour répondre à ces questions, nous avons développé un nouveau modèle cinématique de plissement basé sur la variation de l'angle inter-flancs du pli au cours du temps. Ce modèle repose sur la géométrie kink-band afin de pouvoir l'utiliser comme une solution alternative au modèle du plissement trishear lorsque ce dernier ne permet pas de rendre compte de la géométrie des anticlinaux observés. Contrairement au modèle de Mitra (1990), notre modèle ne repose pas sur des paramètres arbitraires et/ou difficile à contraindre, l'objectif étant de reconstituer la géométrie de plis en profondeur à partir de leur géométrie de surface.

Nous utiliserons ensuite ce modèle cinématique pour mieux contraindre l'évolution cassante du pli sur propagation de faille en précisant les conditions géométriques qui entraînent la formation des plis de rupture. Nous quantifierons le rapport  $P/S$  au cours du plissement à partir de cette modélisation cinématique afin de contraindre la variation de vitesse de propagation de la faille avec le raccourcissement.

Le modèle développé sera testé sur différents anticlinaux de l'Atlas Saharien en Tunisie, qui correspondent à des plis sur propagation de faille se développant sur le niveau de décollement régional représenté par les évaporites du Trias-Lias. Les résultats de la modélisation seront comparés avec ceux du modèle de trishear afin d'évaluer la capacité des deux modèles à rendre compte des caractéristiques géométriques des anticlinaux.

### ***1.4. Organisation du manuscrit***

Pour répondre à la problématique de la thèse et à ses objectifs, le manuscrit se déclinera en six chapitres, dont **l'Introduction Générale et Problématique (Chapitre 1)**.

Le deuxième chapitre « **Les plis sur propagation de faille : état de l'art** » présente une synthèse des travaux bibliographiques portant sur les modèles cinématiques traitant des plis sur propagation de faille ainsi que sur les principaux aspects du plissement tels que son évolution tardive et le rapport  $P/S$ .

Le troisième chapitre est présenté sous forme d'un article soumis et accepté avec des modifications mineures à *Journal of Structural Geology* intitulé « **Geometry and Kinematics of fault-propagation folds with variable interlimb angle** ». Dans ce chapitre, nous développons un nouveau modèle cinématique basé sur la géométrie kink-band et nous le

comparons aux principaux modèles classiques tels que ceux de Suppe (1985), Jamison (1987) et les deux théories de Suppe et Medwedeff (1990).

Le quatrième chapitre « **Quantification de l'évolution du pli sur propagation de faille** » se concentre sur les conditions géométriques entraînant la rupture du pli. Cette étude permettra de contraindre la vitesse de propagation de la faille au cours du plissement et de proposer différents scénarios concernant la cinématique d'évolution du pli de rupture.

Le cinquième chapitre « **Validation du modèle de plissement** » présente les résultats d'application des modèles de plissement pour des anticlinaux de l'Atlas Saharien en Tunisie. Ces résultats sont obtenus en utilisant les différents modèles cinématiques classiques et trishear, que nous comparerons à celui que nous avons développé dans les chapitres précédents. Cette comparaison servira à évaluer la capacité de chaque modèle à rendre compte de la géométrie des anticlinaux en profondeur.

Le sixième chapitre « **Conclusions générales et perspectives** » présente les principaux résultats et perspectives dégagés de cette thèse.

## Chapitre II





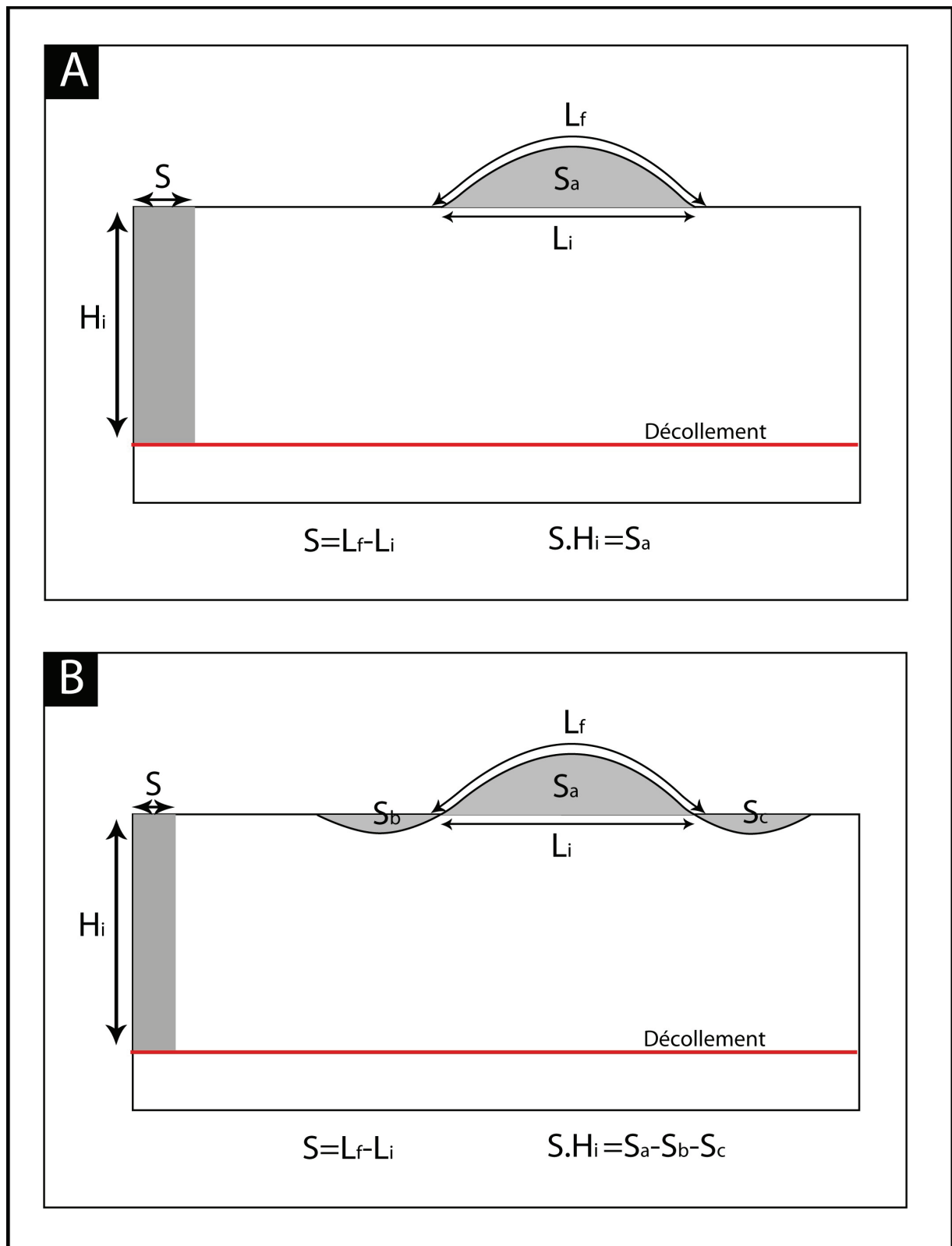
## **2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART**

### ***2.1. Cinématique et quantification du plissement sur propagation de faille***

Les relations géométriques entre faille et plissement observées dans les anticlinaux ont constitué la base de multiples travaux traitant de la quantification du plissement et en particulier de l'équilibrage de coupes géologiques (Goguel, 1948; Dahlstrom, 1969, 1970; Ménard, 1988). Le principe des coupes équilibrées est basé sur la conservation de la matière au cours de la déformation d'un milieu fini (Figure 2-1). L'équilibrage est devenu une méthode incontournable dans l'analyse et l'interprétation des structures plissées car il permet de mieux comprendre le mécanisme de la déformation de la couverture sédimentaire en relation avec le raccourcissement. Les plis sur propagation de faille sont caractérisés par un déplacement différentiel de la matière au dessus d'un plan de la faille jusqu'à l'annulation de ce déplacement vers la pointe de la faille (tip-line), impliquant un plissement des couches et donc une croissance verticale du pli (Figure 2-2) (e.g., Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; McConnell et al, 1997; Hedlund, 1997).

Plusieurs études ont été réalisées pour contraindre la géométrie des plis sur propagation de failles et leur évolution. Elles prennent en compte les plongements des flancs interne et externe du pli en relation avec l'inclinaison de la faille, l'amplitude du pli et sa longueur d'onde, cette dernière étant elle-même en relation avec la géométrie de la faille et la quantité de déplacement (Suppe, 1983, 1985; Jamison, 1987; Chester et al., 1988; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Mitra, 1990, 2002; Chester et Chester, 1990; Erslev, 1991; Mercier et al., 1997; Hardy et Ford, 1997; Storti et al., 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002; Bernard et al., 2007). Les premiers travaux traitant de la géométrie du pli sur propagation de faille ont été développés par Suppe (1985). Ils sont basés sur un équilibrage de plissement passif (Suppe 1983, Suppe et Medwedeff, 1984) et ont permis d'établir la première relation entre l'angle de la rampe et le plongement du flanc externe du pli (Figure 2-3). Ainsi, les plis sont ouverts (plongement normal du flanc externe) quand l'angle de la rampe est supérieur à 24°. Ils sont déversés (plongement inverse du flanc externe) dans le cas inverse. D'autres modèles quantitatifs ont ensuite été proposés pour mieux contraindre la géométrie du plissement au cours du temps, ceci afin d'expliquer les différentes formes de plis observées dans la nature (Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Chester et chester, 1990; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002).

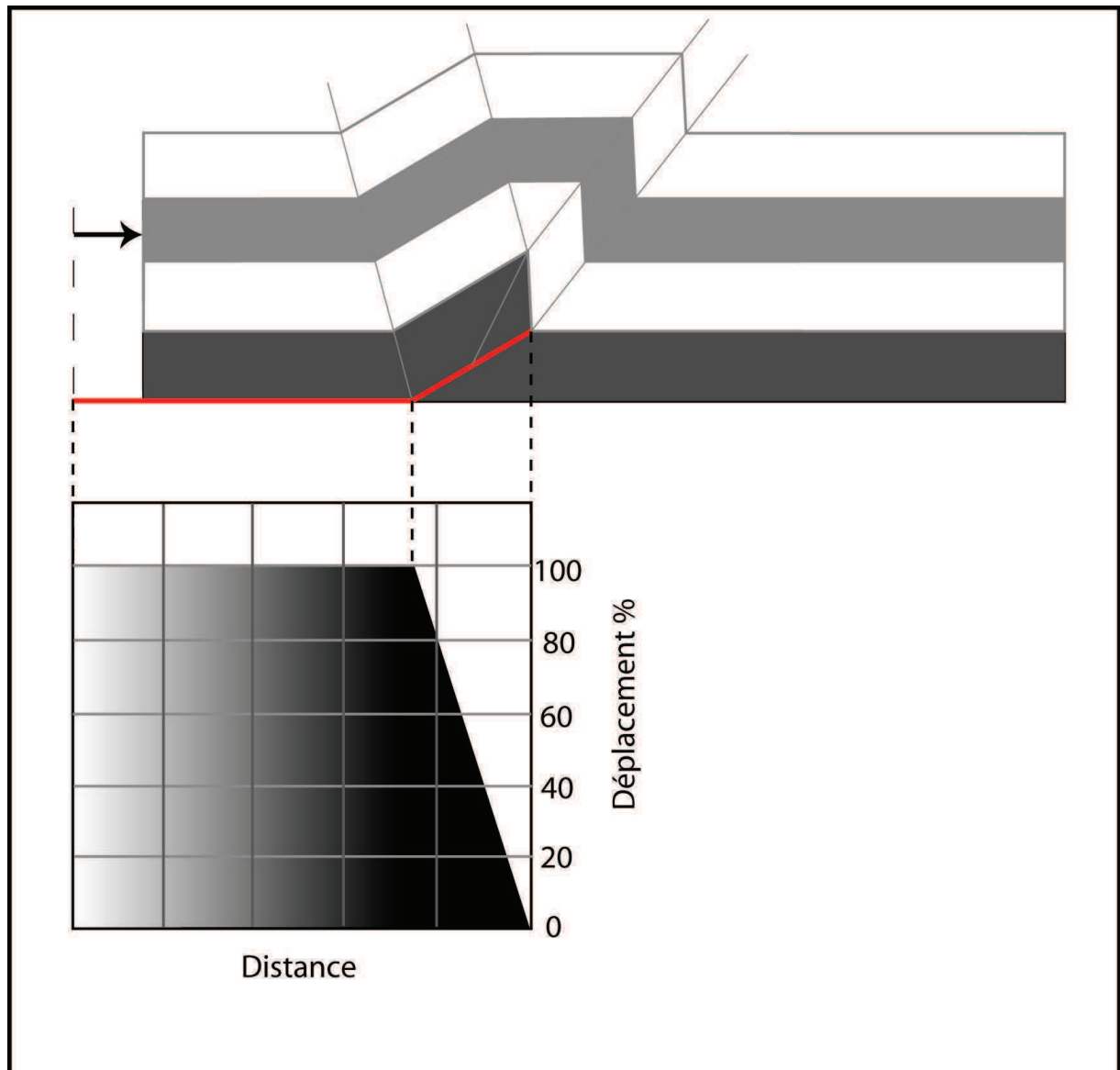
## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 12



**Figure 2-1:** Équilibrage d'une coupe plissée d'après la loi de conservation de la matière au cours de la déformation. La matière déplacée sur un niveau de décollement est totalement consommée par la croissance du pli. (a) Le principe général de la méthode d'équilibrage des structures plissées d'après Goguel (1948) et Suppe (1985). (b) L'équilibrage du pli de

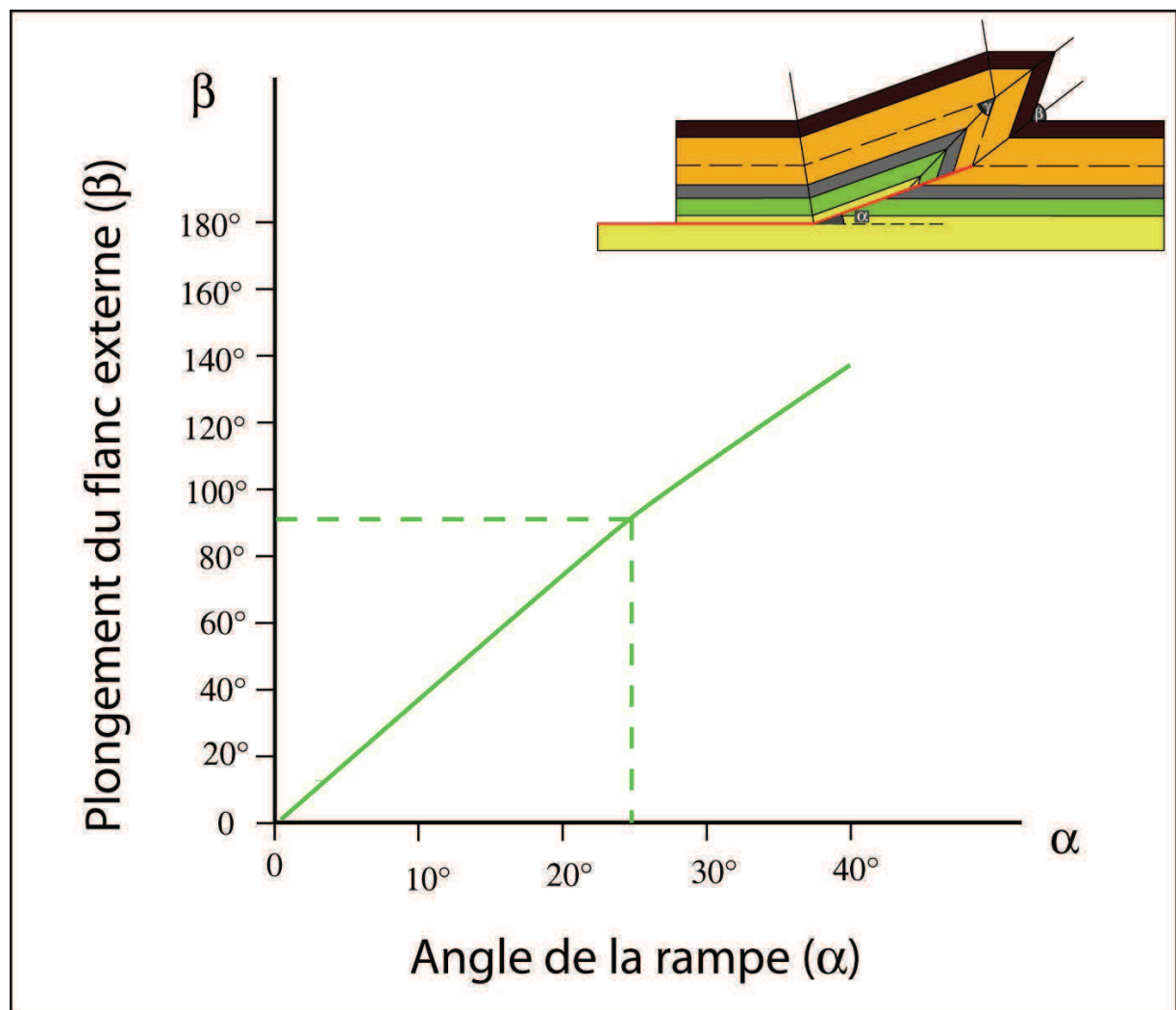
## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 13

détachement avec charnières synclinales (Mitra, 2002).  $S$  est la quantité du déplacement sur le niveau de décollement dont la profondeur est  $H_i$ .  $L_i$  et  $L_f$  représentent respectivement la longueur d'onde du pli et la longueur de la surface plissée.  $S_a$  est la surface du bombement en coupe lié au déplacement  $S$ .  $S_a$  et  $S_b$  sont respectivement les surfaces en coupe liées aux charnières synclinales.



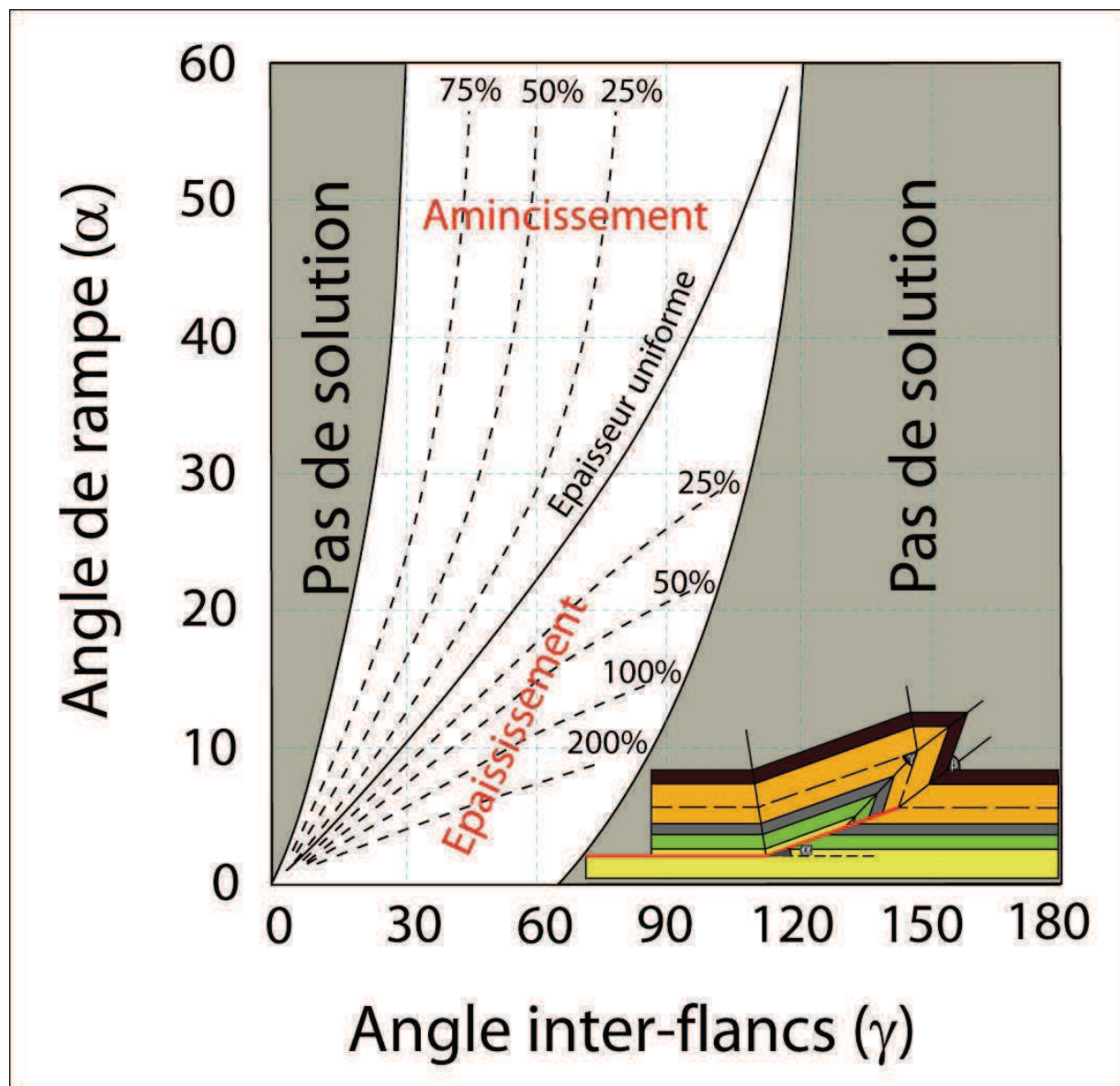
**Figure 2-2:** Distribution du déplacement dans un pli sur propagation de faille (McConnel et al, 1997; Hedlund, 1997). Le déplacement diminue linéairement le long de la rampe et s'annule à sa pointe. La pente de cette relation linéaire augmente avec la croissance de l'angle de la rampe.

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 14



*Figure 2-3: La relation entre l'angle de la rampe et le plongement du flanc externe du pli sur propagation de faille (d'après Suppe, 1985).*

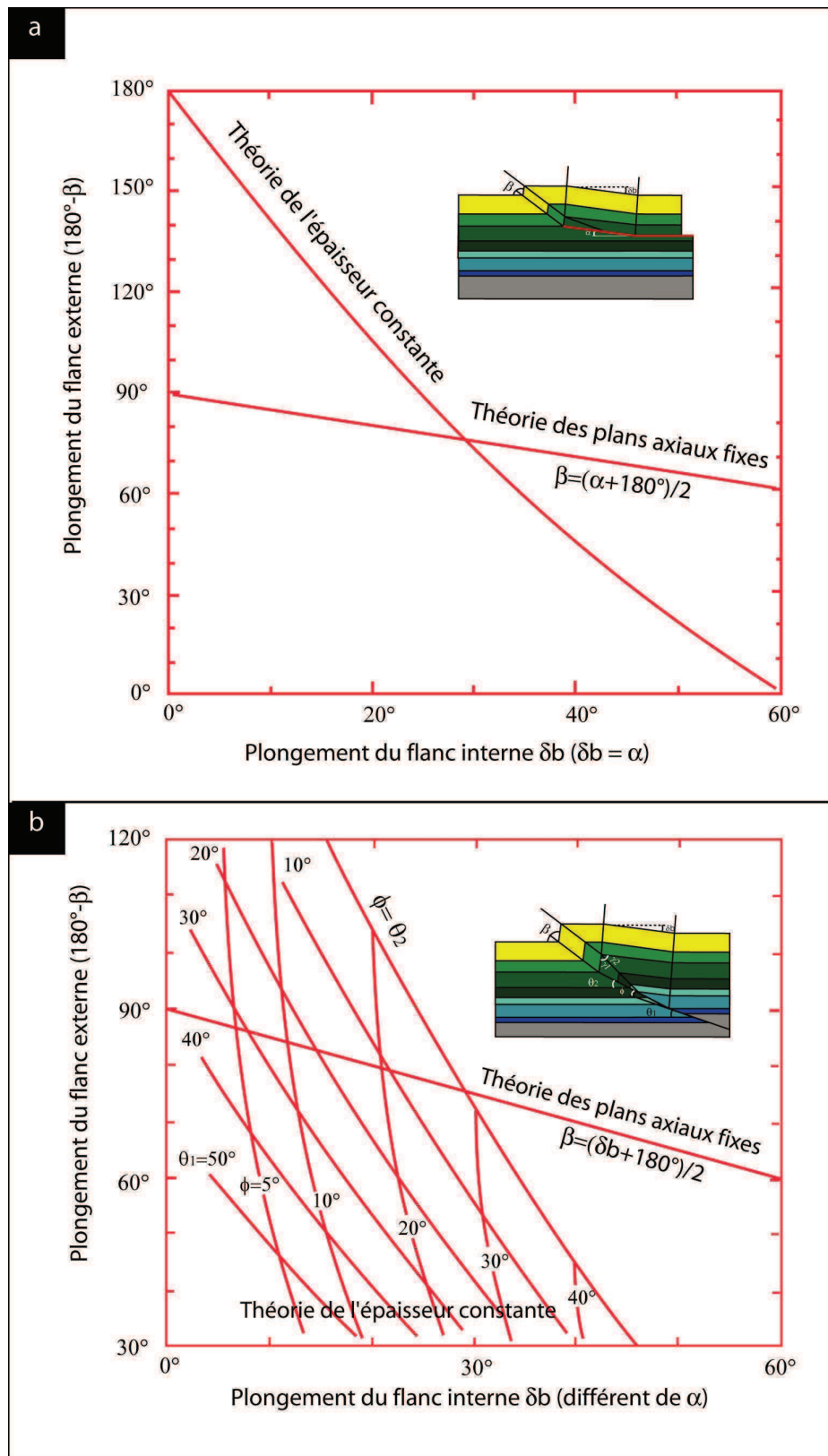
Le modèle de Jamison (1987) reprend le modèle de Suppe (1985) en l'améliorant par la prise en compte d'un changement d'épaisseur dans le flanc externe (Figure 2-4). Dans leur article de référence, Suppe et Medwedeff (1990) proposent deux approches basées, d'une part, sur la théorie de l'épaisseur constante telle que l'a présenté Suppe (1985) et, d'autre part, sur la théorie du plan axial fixe qui prend en compte le changement d'épaisseur du flanc externe du pli. Les relations entre l'angle de la rampe et les plongements des flancs du pli sont établies pour des décollement horizontaux et obliques (Figure 2-5). L'ensemble de ces différentes approches correspond à des modèles uniformes ou «self-similar» définissant les principaux modèles de plis sur propagation de faille.



*Figure 2-4: La relation entre l'angle de la rampe et le plongement du flanc externe du pli sur propagation de faille, avec l'épaississement de ce flanc (d'après Jamison, 1987).*

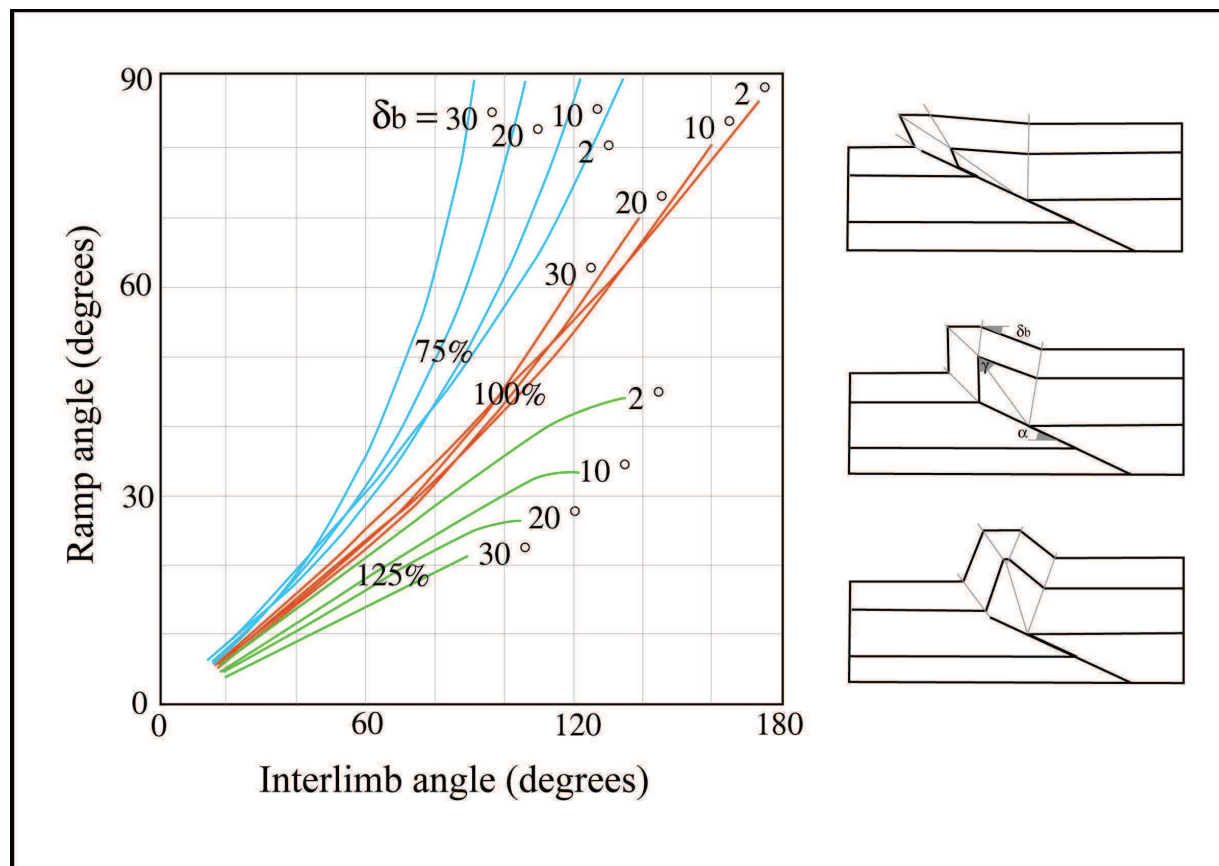
D'autres travaux ont tenté de proposer une relation entre l'angle de la rampe et les plongements des flancs du pli, sans trouver autant de succès dans leur application que les précédents, comme c'est le cas du modèle de Chester et Chester (1990) (Figure 2-6). D'autres modèles cinématiques ont encore été proposés pour prendre en compte le serrage graduel du pli au cours du temps. Ceux-ci correspondent à des modèles non uniformes ou « variables » tels que le modèle à angle d'inter-flancs variable proposé par Mitra (1990) (Figure 1-3-b), ainsi qu'au modèle de trishear (Figure 1-3-c) initialement présenté par Erslev (1991) puis développé par Hardy et Ford (1997), Allmendinger (1998) et Cristallini et Allmendinger (2002).

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 16



**Figure 2-5:** La relation entre l'angle de la rampe et le plongement des flancs du pli sur propagation de faille selon les théories de l'épaisseur constante et du plan axial fixe (d'après Suppe et Medwedeff, 1990). a : Cas de décollement horizontal. b : Cas de décollement oblique.





**Figure 2-6:** La relation entre l'angle de la rampe et le plongement des flancs externe du pli sur pli sur propagation de faille, avec l'épaississement du flanc externe (d'après Chester et Chester, 1990).

Les deux types de modèles de plissement uniformes et variables reposent sur deux principes géométriques. Le premier est la géométrie «kink-band» basée sur la migration du matériel sédimentaire à travers des plans de transfert déterminés par la géométrie de la faille (Figure 2-7-a, b, c) (e.g., Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Mercier et al., 1997). Bien que la cinématique de ce transfert varie en fonction des modèles, la géométrie des modèles est simple et implique une augmentation de l'amplitude et de la longueur d'onde du pli avec le déplacement (Figure 1-3-a, b). La géométrie du pli est alors contrainte par deux paramètres uniquement, qui sont l'angle de la rampe et la valeur du déplacement (e.g., Suppe, 1985; Suppe et Medwedeff, 1990; Mercier et al., 1997). Des modèles plus élaborés de plis sur propagation de faille basés sur la géométrie «kink-band» intègrent l'épaississement du flanc

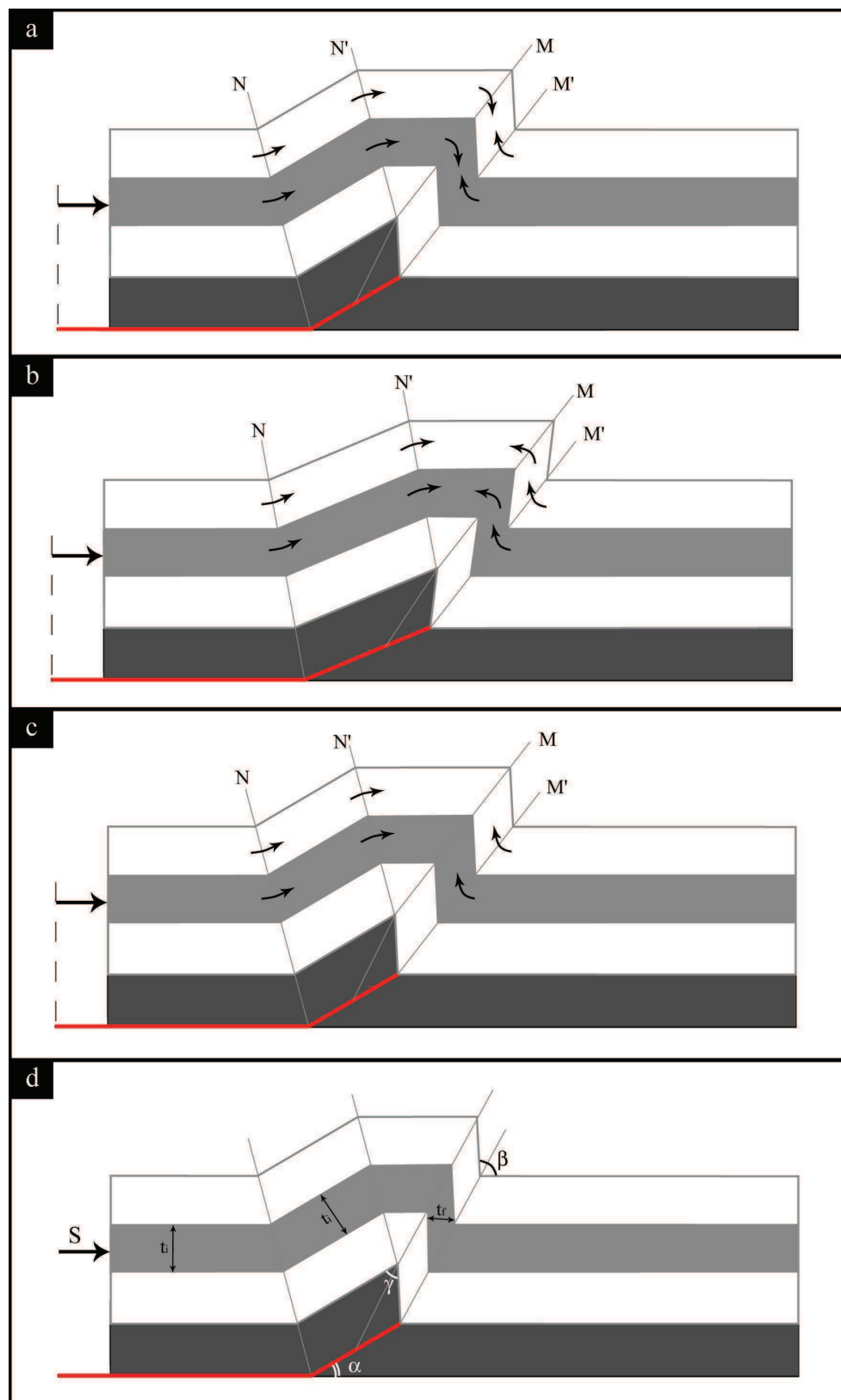
## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 18

externe (e.g., Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990) (Figure 2-7- d). Le second principe géométrique est celui du trishear qui repose sur une déformation par cisaillement dans une zone triangulaire (zone de trishear) générée par la faille, qui migre avec la propagation de cette dernière (Figure 2-8-a) (Erslev, 1991; Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002). La géométrie du trishear implique la migration du matériel s'effectuant vers la zone de trishear dans le sens du déplacement (Figure 2-8-b). La zone de trishear est alors responsable de la formation du flanc externe et les plans de transfert contribuent au développement des autres parties du pli telles que le flanc interne et la partie sommitale (Figure 1-3-c). Cette géométrie implique que l'amplitude du pli augmente proportionnellement avec l'augmentation du déplacement, alors que la longueur d'onde du pli reste quasiment constante au cours du plissement. Cinq paramètres indépendants sont nécessaires pour contraindre cette géométrie: l'angle de la rampe, la valeur du déplacement, le rapport entre la propagation de la faille et le déplacement  $P/S$ , l'angle apical de la zone de trishear et la position de la pointe de la faille (Allmendinger, 1998) (Figure 2-8-c).

Bien que les modèles «self-similar» à cinématique uniforme soient les plus utilisés en raison de leur géométrie simple, seuls les modèles à cinématique variable (Mitra, 1990 et trishear) prennent en compte le serrage du pli avec l'augmentation du déplacement. Le serrage est clairement démontré par des plongements plus faibles aux terminaisons périclinales qu'au cœur du pli. Le modèle à angle d'inter-flancs variable proposé par Mitra (1990) est basé sur la géométrie « kink-band», ce qui le rend facile à utiliser, mais des limites importantes contraignent sa mise en œuvre. Ainsi, la géométrie initiale du pli est indéterminée car la valeur maximale de l'angle inter-flancs au début du plissement est inconnue et est alors fixée arbitrairement à  $120^\circ$ . Par ailleurs, le modèle implique que le changement d'épaisseur des couches du flanc externe dépend de la longueur de la coupe, ce qui ne permet précisément pas de contrôler ce changement d'épaisseur.



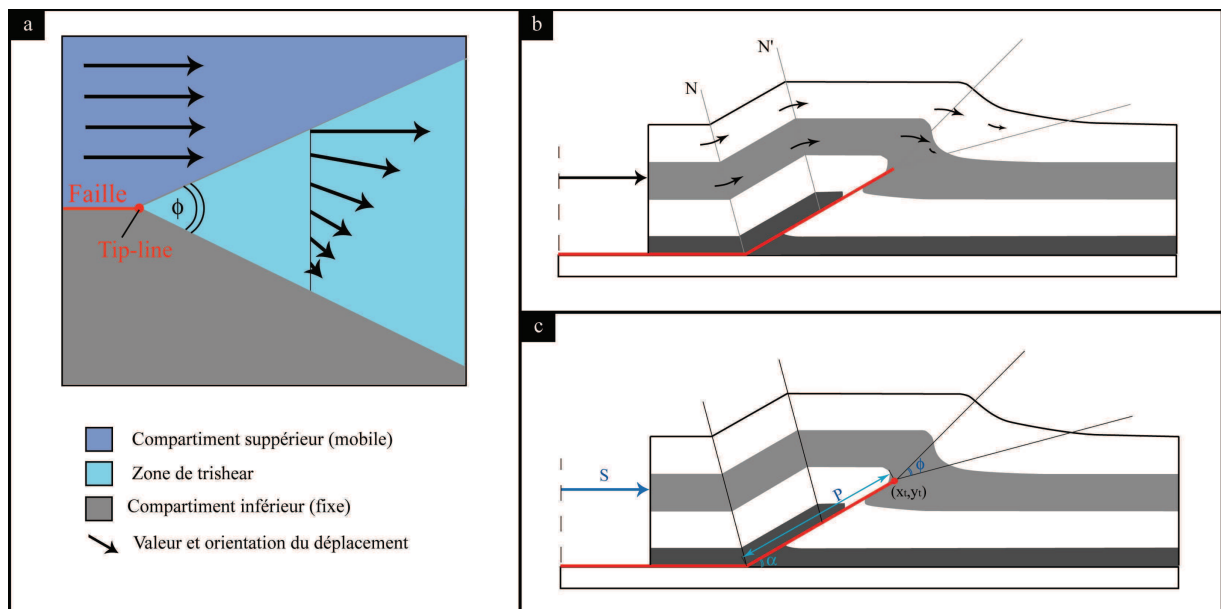
## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 19



**Figure 2-7:** Principe de la géométrie «kink-band» et de la migration du matériel sédimentaire au travers des plans de transfert. (a) Lorsque l'angle de la rampe est supérieur à  $24^\circ$ , le matériau est transféré vers le flanc externe du pli (Suppe, 1985). Le transfert s'effectue

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 20

dans le sens du déplacement au travers des plans  $N$ ,  $N'$ , et  $M$ , et inversement au sens du déplacement au travers du plan  $M'$ . (b) Lorsque l'angle de la rampe est inférieur à  $24^\circ$ , le matériel est transféré vers la partie sommitale du pli (Suppe, 1985). Dans ce cas, le transfert s'effectue dans le sens du déplacement au travers des plans  $N$  et  $N'$ , et inversement au sens du déplacement au travers des plans  $M'$  et  $M$ . (c) Théorie du plan fixe impliquant l'inactivité du plan  $M$  dans le transfert du matériel (Suppe et Medwedeff, 1990). (d) Paramètres de la géométrie kink-band: angle de la rampe  $\alpha$ ; angle du flanc externe  $\beta$ ; angle inter-flancs  $\gamma$ ; déplacement  $S$ ; épaisseur finale des couches  $t_f$  (après déformation); épaisseur initiale des couches  $t_i$  (avant déformation).

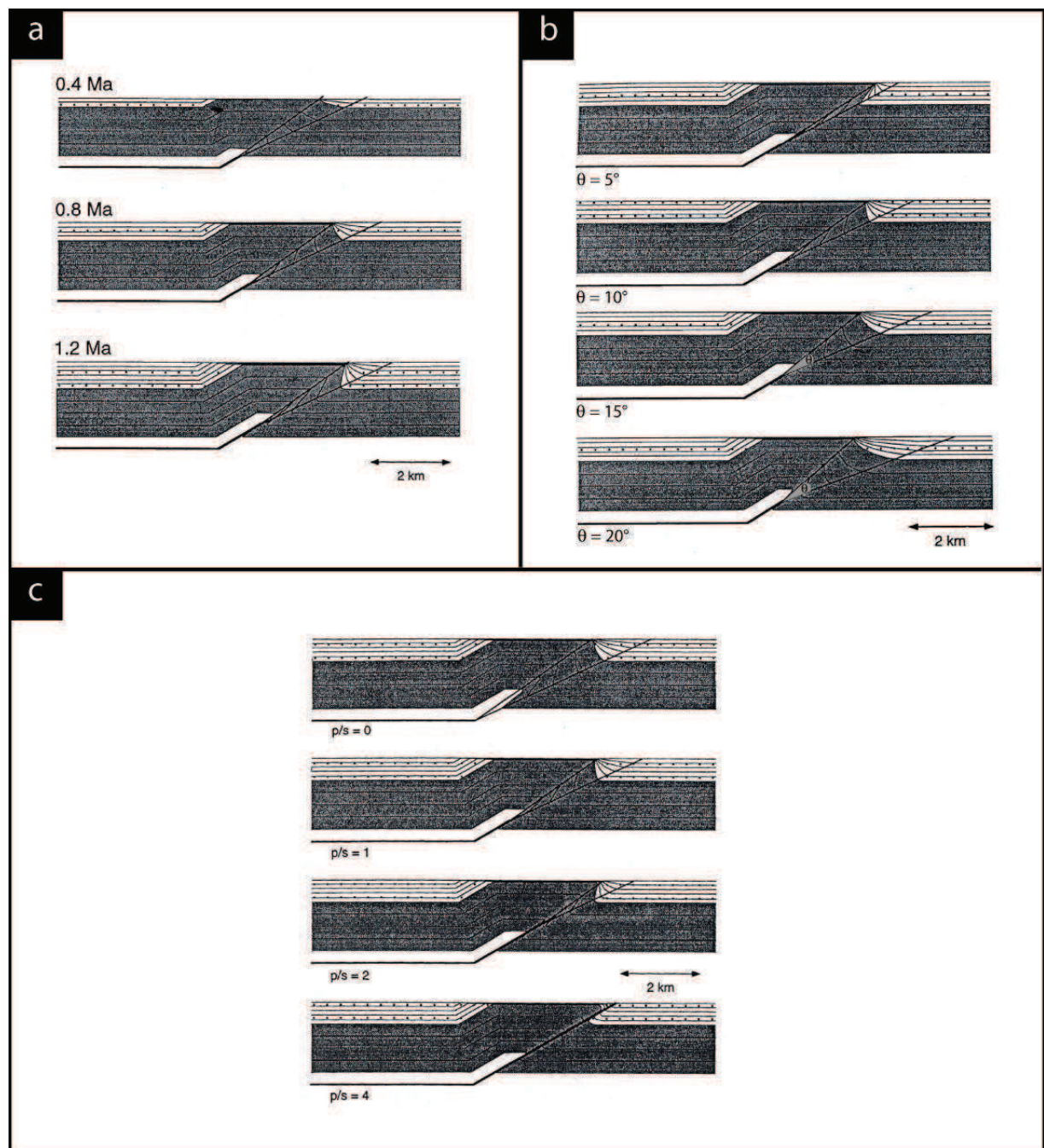


**Figure 2-8:** Principe de la géométrie trishear et de la migration du matériel à travers le pli. (a) La propagation de la faille génère une zone triangulaire dans laquelle le matériel est déformé par cisaillement. Cette zone de trishear est générée à partir de la pointe de la rampe et est caractérisée par son angle apical  $\Phi$ . (b) La migration du matériel s'effectue à travers deux plans de transfert  $N$  et  $N'$  vers la zone trishear, toujours dans le sens du déplacement. (c) Pour contraindre cette géométrie, cinq paramètres indépendants sont nécessaires: l'angle de la rampe  $\alpha$ , le déplacement  $S$ , le rapport entre la propagation de la faille et le déplacement  $P/S$ , l'angle apical de la zone trishear  $\Phi$  et la position de la pointe de la rampe  $x_i, y_i$ ) (d'après Allmendinger, 1998).

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 21

Le modèle de trishear est de loin le plus élaboré, notamment en terme d'équilibrage et de réponse analytique (Hardy et Ford, 1997; Allmendinger 1998). La capacité de ce modèle à modéliser toutes les variétés géométriques de pli est liée à la prise en compte de plusieurs paramètres totalement indépendants tels que l'angle de la rampe, le rapport  $P/S$  (rapport entre la propagation de la faille et le déplacement) et l'angle apical de la zone trishear (Figure 2-8-a, c et 2-9). Toute variation de l'un de ces paramètres implique une variation dans la géométrie du pli. Ainsi, un déplacement important (Figure 2-9-a) et/ou une zone de trishear étroite (angle de trishear faible typiquement inférieur à  $30^\circ$ , Figure 2-9-b) et/ou une valeur faible du rapport  $P/S$  (typiquement de 1 à 3, Figure 2-9-c) entraînent le développement d'un pli serré avec une déformation intense du flanc externe. Ce modèle permet aussi une modélisation inverse semi-automatique qui peut être utilisée afin de déduire la géométrie des structures à partir des données de surface (Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini et Allmendinger, 2002). Cependant, cette inversion est difficilement applicable aux plis sur propagation de faille bien qu'elle permette d'expliquer les variations de pendage et d'épaisseur observées dans le flanc externe du pli. Elle est surtout utilisée pour déduire la géométrie des failles extensives et compressives en profondeur, responsables du développement des grandes structures monoclinales (Allmendinger et Shaw, 2000; Cristallini et Allmendinger, 2002; Cardozo, 2005). Comme l'explique Allmendinger (1998), l'utilisation du modèle de trishear pour inverser les structures est un travail laborieux avec des solutions multiples car l'inversion nécessite un équilibre optimal entre les cinq paramètres indépendants décrits précédemment (Figures 2-8-b et 2-9).

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 22



**Figure 2-9:** Effet de la variation des paramètres du pli trishear sur la géométrie du pli (Hardy et Ford, 1997). Le plongement du flanc externe augmente et le pli se serre avec (a) l'augmentation du déplacement exprimée par l'augmentation du temps de plissement en (Ma), (b) la diminution de l'angle apical de la zone de trishear, et (c) la diminution du rapport P/S entre la propagation de la rampe et le déplacement.  $\theta$  est l'angle apical de la zone de trishear.

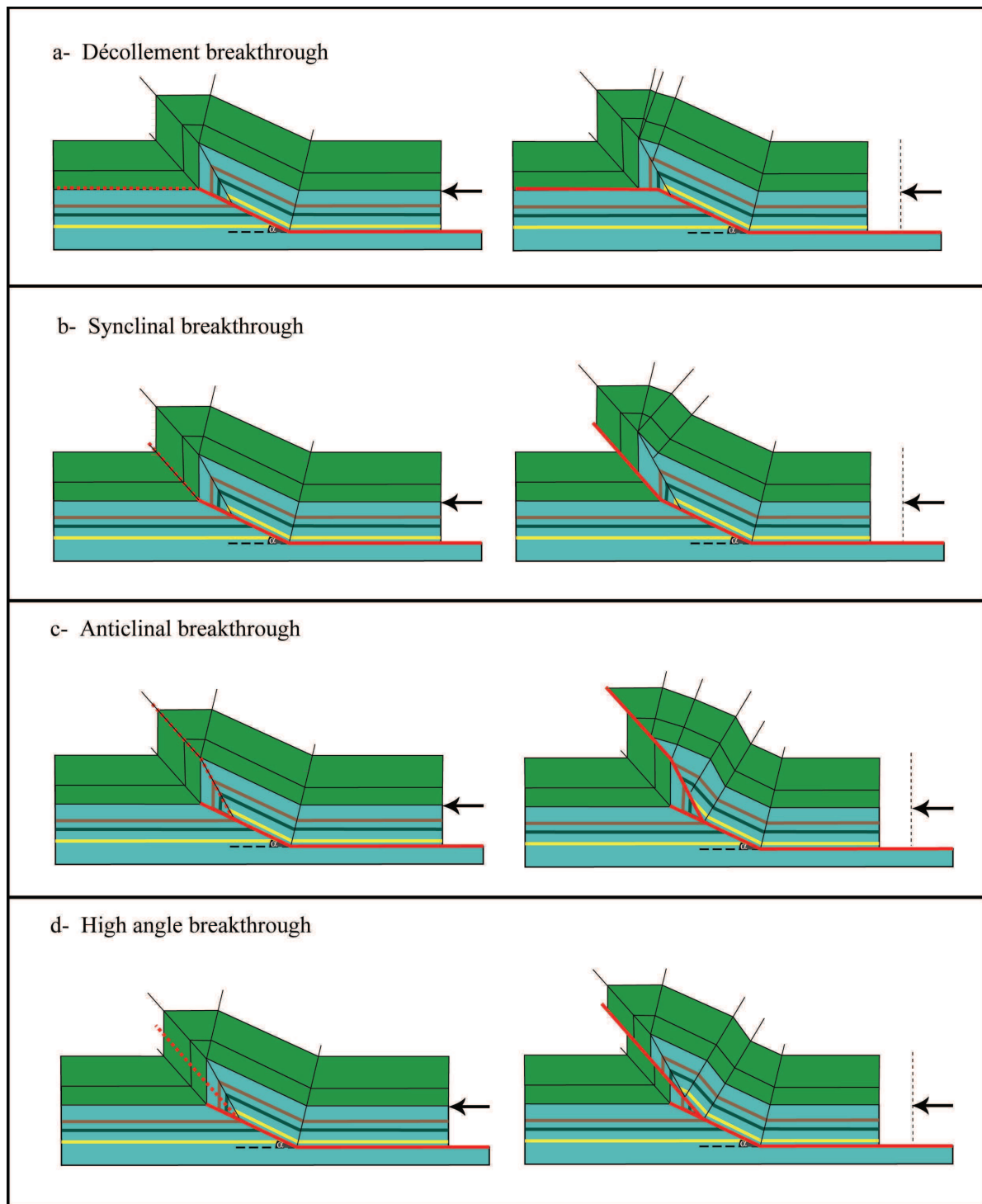
## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 23

### 2.2. *Évolution tardive du plissement sur propagation de faille*

L'évolution tardive du pli sur propagation de faille est associée à des complications géométriques observées dans les stades avancés du plissement. Suppe et Medwedeff (1990) proposent notamment que l'évolution tardive du pli sur propagation de faille obéit à deux modalités cinématiques. La première est liée au changement de l'angle de la rampe lorsque celle-ci atteint une certaine hauteur, ce qui entraîne la transformation du pli sur propagation de faille en pli de rupture sur décollement (« décollement breakthrough ») ou en pli de rupture du synclinal (« synclinal breakthrough ») (Figure 2-10-a, b). La deuxième modalité propose l'initiation d'une nouvelle rampe sur laquelle le pli est translaté de façon passive (Figure 2-10-c, d).

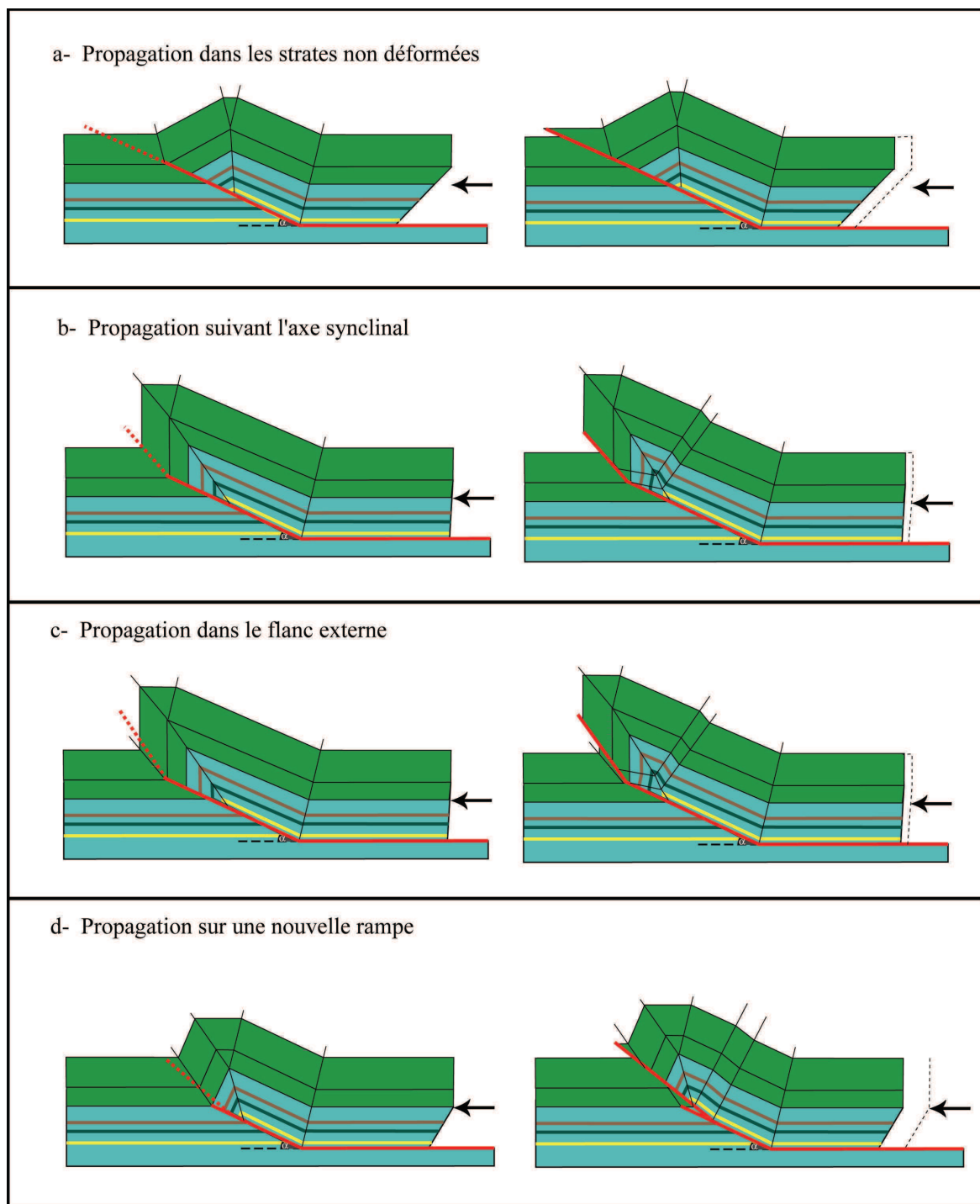
En se basant sur les travaux de Harris et Milici (1977), Serra (1977), Suppe (1985), Boyer (1986) et Chester et Chester (1990), Mitra (1990) indique que l'évolution cassante du pli sur propagation de faille s'effectue par une translation passive du pli sur une surface de rupture et qu'elle obéit à plusieurs cinématiques (Figure 2-11). Premier cas, la rampe se propage à travers les couches non déformées du synclinal d'avant-pays sans changement de plongement (Figure 2-11-a). Cette cinématique se produit dans les plis ouverts caractérisés par un angle inter-flanc obtus et des flancs à plongement faible. Deuxième cas, le pli est translaté sur une surface de rupture se développant à partir de la pointe de la faille avec un plongement plus élevé (Figure 2-11-b, c). Dans ce cas, le plan de rupture traverse le flanc externe ou suit le plan axial du synclinal externe du pli. Troisième cas, la rampe primaire est abandonnée et une nouvelle rampe imbriquée forme la surface de rupture sur laquelle le pli est transporté (Figure 2-11-d). La rampe imbriquée s'initie à partir de l'intersection entre la rampe primaire et le plan axial du pli. Elle traverse le flanc externe épaissi ou aminci, respectivement des plis ouverts et serrés. Quatrième cas, le pli est translaté sur une faille horizontale lorsque la rampe primaire atteint un niveau stratigraphique incompetent (Figure 2-12). Dans ces deux derniers cas, le flanc externe du pli subit une rotation après sa translation sur la faille horizontale (Figure 2-12) (Mitra, 1990, 2002).

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 24



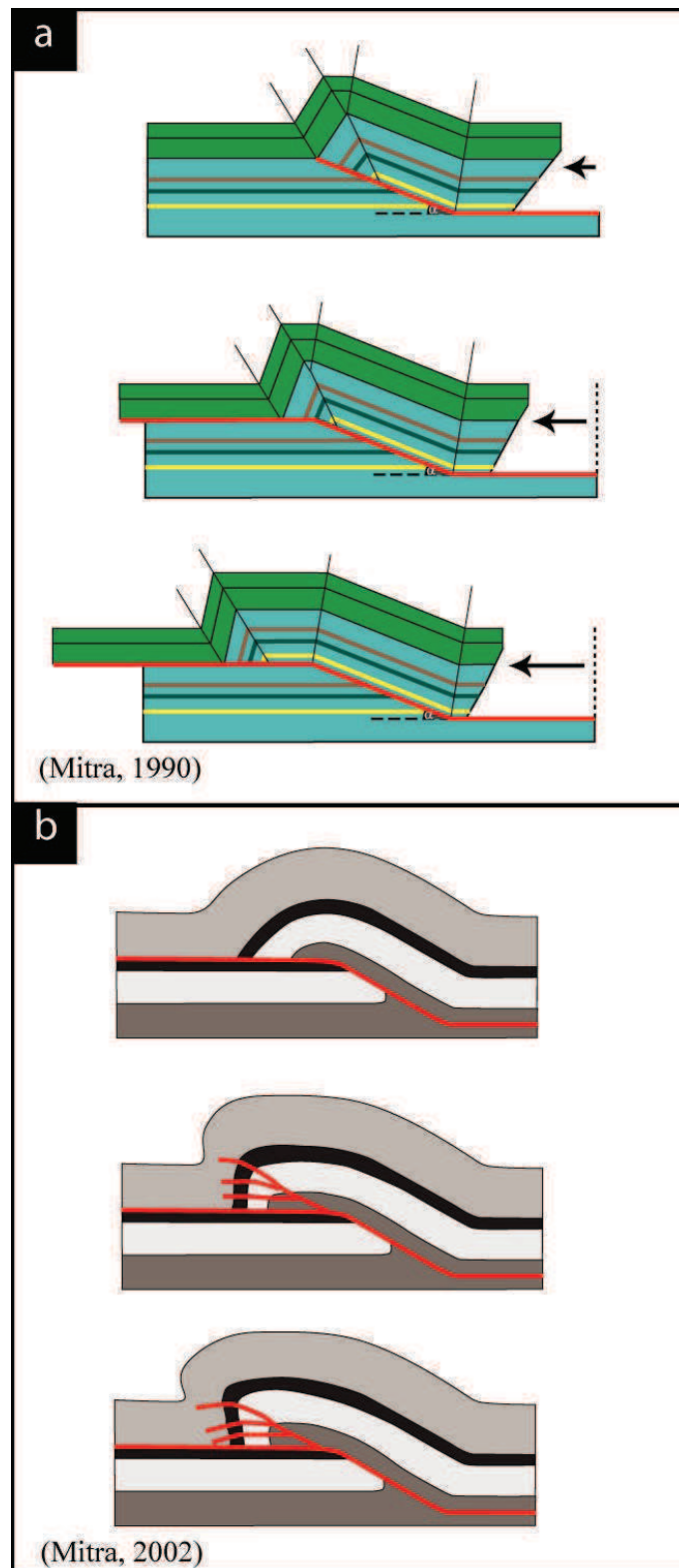
**Figure 2-10:** Évolution tardive du pli sur propagation de faille (Suppe et Medwedeff, 1990). Le changement de l'angle de la rampe au cours de sa propagation transforme le pli sur propagation de faille en pli de (a) rupture par décollement «décollement breakthrough» ou (b) rupture par la charnière synclinale «synclinal breakthrough». L'abandon de la rampe principale et le déclenchement d'une autre rampe transforme le pli en pli de (c) rupture au travers de l'anticlinal «anticlinal breakthrough» ou (d) rupture sur une seconde rampe à forte inclinaison «high angle Breakthrough».





**Figure 2-11:** Évolution tardive du pli sur propagation de faille par translation sur un plan de rupture (Mitra, 1990). a : La rampe se propage à travers les couches non déformées du synclinal d'avant-pays sans changement de plongement. b et c : Le pli est translaté sur une surface de rupture se développant à partir de la pointe de la rampe avec un plongement plus élevé. d : La rampe primaire est abandonnée et une nouvelle rampe imbriquée forme la surface de rupture sur laquelle le pli est transporté.

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 26



**Figure 2-12:** Évolution tardive du pli sur propagation de faille par translation sur une faille horizontale lorsque la faille primaire atteint un niveau stratigraphique incompetent (Mitra, 1990, 2002). a : Modèle théorique. B : La rotation du flanc externe est accompagnée par la rotation de failles mineures ( cas de l'anticlinal de Wills Mountain, Pendleton County, West Virginia Valley end Ridge, Perry, 1978; Mitra, 2002).

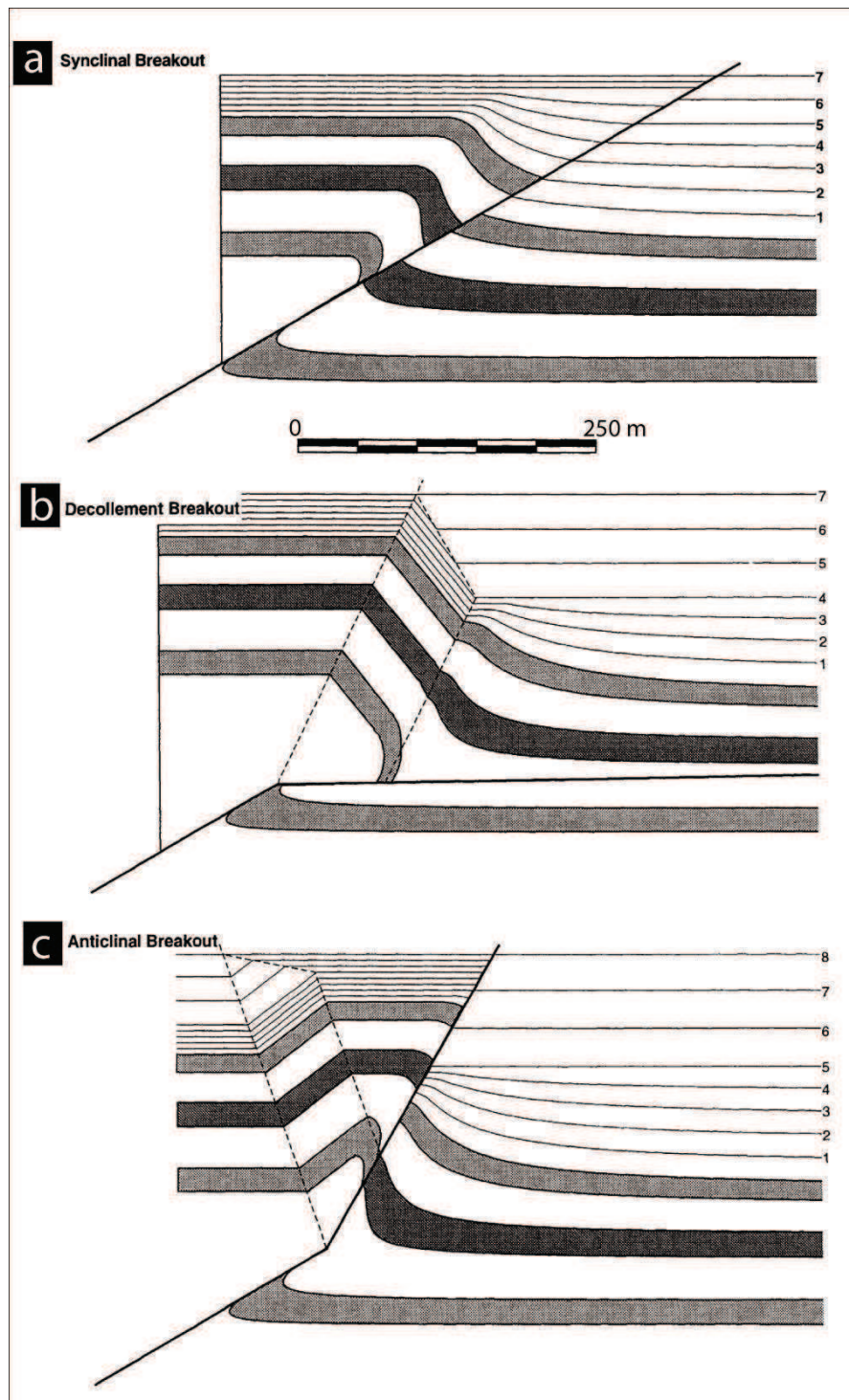


## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 27

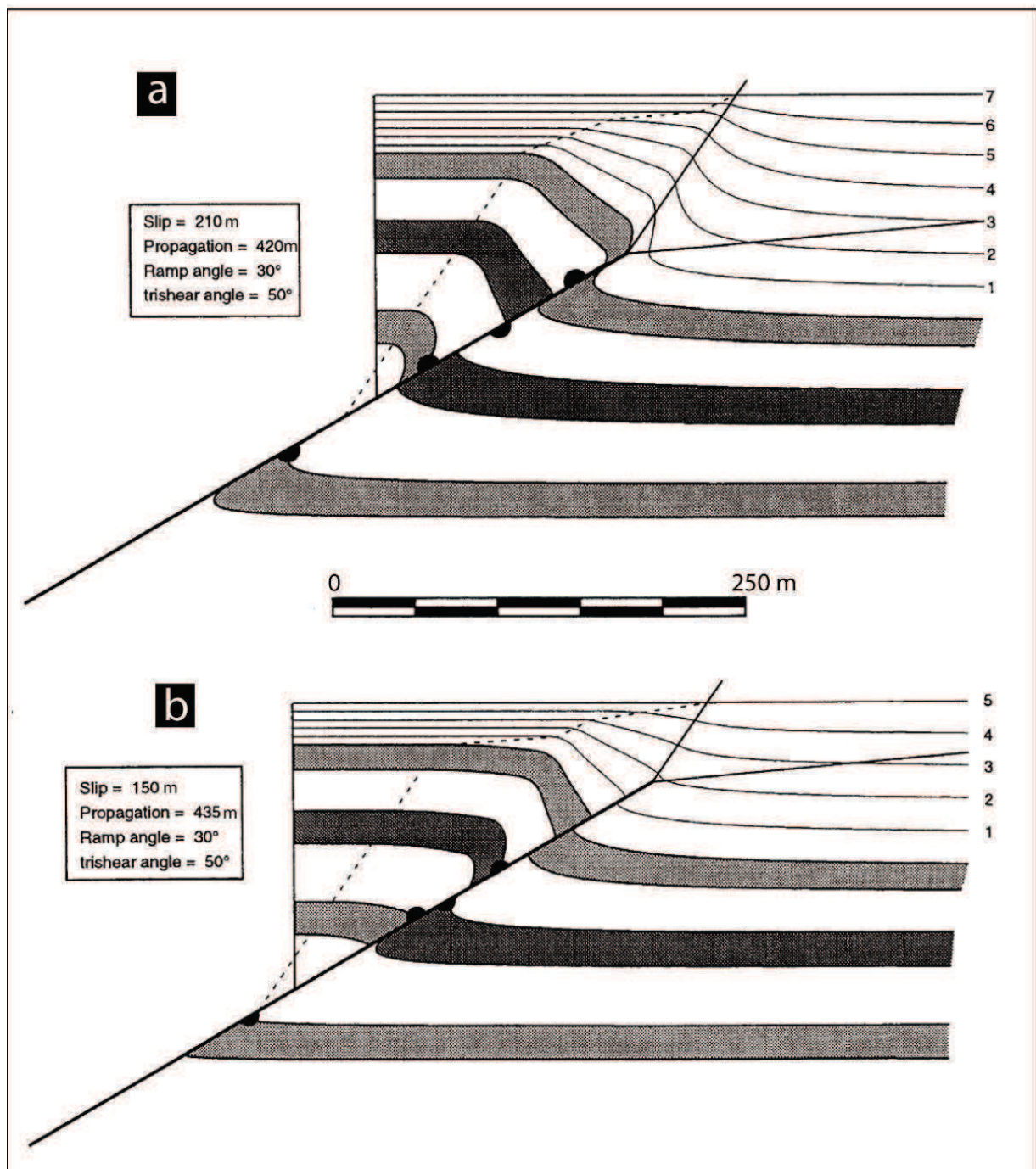
Dans le modèle de trishear, l'évolution tardive du pli n'est pas réellement étudiée même si Allmendinger (1998) indique qu'un changement possible de l'angle de la rampe au cours du plissement puisse avoir lieu (Figure 2-13). A partir d'une certaine hauteur, la rampe continue donc sa propagation très rapidement avec un plongement plus faible ou plus fort que son plongement initial. Ce changement géométrique tardif ne reste cependant qu'une observation qualitative, sans qu'aucune condition quantitative susceptible de contraindre la cinématique de la rupture ne soit proposée.

### ***2.3. Modèle de propagation relative de la rampe en fonction du rapport $P/S$***

Le rapport entre la propagation de la faille  $P$  et le déplacement  $S$  est un paramètre important du pli sur propagation de faille car il représente la vitesse de la propagation de la rampe dans les couches pour une unité de déplacement. Ce rapport a été introduit par Erslev (1991) pour expliquer la géométrie d'une large variété d'anticlinaux. Les valeurs de ce rapport varient traditionnellement entre 0 et 1. Lorsque ce rapport est nul, la déformation s'effectue uniquement en cisaillement. Quand le rapport  $P/S$  est égal à 1, la propagation de la rampe est équivalente à celle du déplacement. Cependant, ce rapport n'est pas nécessairement restreint à ces deux bornes et il peut prendre des valeurs supérieures à 1 (Erslev et Mayborn, 1997; Hardy et Ford, 1997). Hardy et Ford (1997) montrent aussi que plus les valeurs de  $P/S$  sont faibles, plus les couches du flanc externe du pli sont déformées et épaissies (Figure 2-9-c), produisant ainsi des anticlinaux étroits. En effet, le matériel sédimentaire du flanc externe présent dans la zone de trishear a un temps de résidence plus long lorsque la faille se propage lentement. Allmendinger (1998) suggère en outre que le rapport  $P/S$  peut varier avec le temps, impliquant une déformation différentielle des couches du flanc externe. Ainsi, les couches à plongement fort sont liées à un rapport  $P/S$  faible, alors que les couches à plongement faible résultent d'une valeur forte de ce rapport (Figure 2-14).



**Figure 2-13:** Évolution du pli sur propagation de faille en lien avec la propagation rapide de la rampe (Allmendinger, 1998). *a* : La rampe traverse le synclinal vers l'avant-pays avec la même inclinaison initiale et produit la rupture par le synclinal «le synclinal breakout». *B* : La rampe continue sa propagation avec une inclinaison plus faible, voire sub-horizontale, et produit la rupture sur le décollement «décollement breakout». *C* : La rampe poursuit sa propagation avec une inclinaison plus forte, et traverse l'anticlinal pour produire la rupture au travers de l'anticlinal «anticlinal breakout».



**Figure 2-14:** Variation du rapport P/S au cours de la déformation (d'après Allmendinger, 1998). *a* : Le rapport P/S est de 1,5 jusqu'au dépôt du niveau 4, de 5 jusqu'au dépôt du niveau 5, et de 1,5 jusqu'au niveau 7. *b* : Le rapport P/S est de 1 jusqu'au dépôt du niveau 1, de 1,5 jusqu'au niveau 4, et de 5 jusqu'au niveau 5. Les demi-cercles sur la faille indiquent la position de la pointe de la rampe lorsque le rapport P/S varie. Les couches à plongement fort ou inverse témoignent d'un rapport P/S faible, alors que les couches à plongement faible résultent d'une valeur forte de ce rapport

## 2. LES PLIS SUR PROPAGATION DE FAILLE: ÉTAT DE L'ART 30

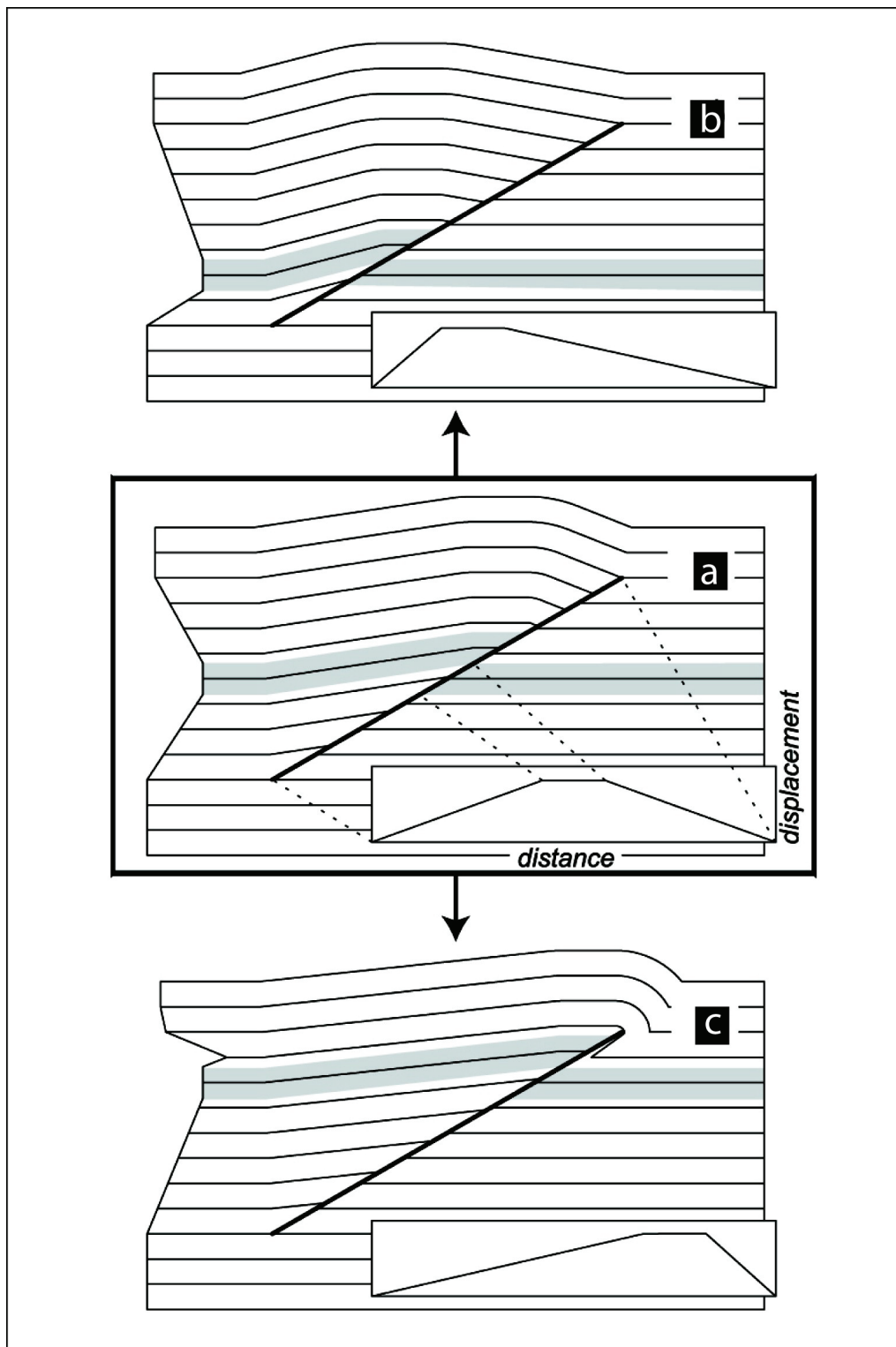
Le modèle de pli sur propagation de faille à deux pointes (« double-edge propagation fold ») proposé par Tavani et al. (2006) est basé sur un mécanisme de plissement impliquant l'initiation d'une rampe au milieu des strates et sa propagation progressive à la fois vers la surface et vers le niveau de décollement. Ce modèle dépend du rapport  $P/S$  des deux pointes de la rampe, dont les valeurs ont une influence sur la géométrie finale du pli et sur la profondeur où s'initie la rampe. Ainsi, si le déclenchement de la rampe s'effectue en profondeur, le rapport  $P/S$  est fort à la pointe inférieure et faible à la pointe supérieure. L'anticlinal qui se crée est alors symétrique (Figure 2-15-a, b). Inversement, l'initiation de la faille près de la surface implique un rapport  $P/S$  fort à la pointe supérieure et faible à la pointe inférieure, produisant un pli asymétrique dont le plongement du flanc externe est nettement plus important que celui du flanc interne (Figure 2-15-c).

Bien que le rapport  $P/S$  ne soit pas pris en compte par les modèles à cinématique uniforme, ils impliquent implicitement qu'il ait une valeur fixe au cours du plissement. Cette valeur est de 2 pour le modèle du plan fixe proposé par Suppe et Medwedeff (1990). Il dépend uniquement de l'angle de la rampe dans les autres modèles. Le modèle à angle d'inter-flanc variable proposé par Mitra (1990) n'évoque ni le rapport  $P/S$  ni sa variation avec l'augmentation du déplacement, même si ce paramètre doit varier linéairement car le modèle suppose que la rampe puisse atteindre la surface.

### 2.4. Synthèse

Le modèle de Mitra (1990) est le seul qui considère un serrage du pli avec le déplacement. Etant basé sur la géométrie «kink-band», il est alors facile à appliquer si on veut déduire l'architecture du pli en profondeur à partir de sa géométrie de surface. Cependant, des paramètres arbitraires limitent son utilisation. Notre objectif est de développer un nouveau modèle cinématique basé sur la géométrie kink-band, qui soit indépendant des paramètres arbitrairement fixés par Mitra (1990) et difficiles à contraindre. Ce modèle devra contraindre de façon quantitative le rapport  $P/S$  au cours du plissement et proposer des solutions pour expliquer l'évolution cassante du pli sur propagation de faille. Un tel modèle facilitera non seulement la reconstruction et l'évolution temporelle des anticlinaux sur propagation de faille, mais il représentera surtout une solution alternative au modèle de trishear, difficile à contraindre bien qu'il représente le modèle le plus élaboré pour expliquer la géométrie de ces plis.





**Figure 2-15:** Rôle du rapport P/S dans la détermination de la géométrie du pli (d'après Tavani et al., 2006). a et b : La zone où la rampe s'initie est profonde, impliquant que le rapport P/S est fort à la pointe inférieure et faible à la pointe supérieure. Cette géométrie produit un anticlinal assez symétrique. c : La création de la faille près de la surface implique un rapport P/S fort à la pointe supérieure et faible à la pointe inférieure, produisant un pli asymétrique.



## Chapitre III





Article soumis à *Journal of Structural Geology* et accepté avec des modifications mineures

### 3. Geometry and kinematics of fault-propagation folds with variable interlimb angle

Majed Jabbour<sup>1</sup>, Damien Dhont<sup>1\*</sup>, Yves Hervouët<sup>1</sup>, Jean-Paul Deroin<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Université de Pau et des Pays de l'Adour, UMR 5150 : Laboratoire des Fluides Complexes et leurs réservoirs, CNRS-UMR-TOTAL, Avenue de l'Université, BP 1155, 64000 Pau, FRANCE*

<sup>2</sup> *Université de Reims Champagne-Ardenne, UFR Sciences Exactes et Naturelles, Département des Sciences de la Terre, GEGENAA, EA 3795, 2 esplanade Roland Garros, 51100 Reims, FRANCE*

\* Corresponding author. Tel: +33 (0) 5 59 40 74 25; fax: +33 (0) 5 59 40 74 15

E-mail address: damien.dhont@univ-pau.fr

#### 3.1. Abstract

Several conceptual approaches were proposed to account for the development of fault-propagation folds whose geometry and kinematics depend from both the amount of displacement along a basal decollement level and the ramp angle. Among these, the variable interlimb angle model of Mitra (1990) is able to explain open and closed natural folds but its application is limited because the fold geometry and its thickness evolution rely on imposed parameters that cannot be measured directly. Here, we use the ramp and the interlimb angles as input data to develop a forward fold modelling accounting for thickness variations in the forelimb. The relationship between the fold amplitude and fold wavelength are subsequently applied to build balanced geological cross-sections from surface parameters only and to propose a kinematic restoration of the folding through time. The model allows to account for a wide variety of folds, to reconstruct the deep architecture of anticlines and to deduce the kinematic evolution of the folding with time. We then consider three natural examples to validate the variable interlimb angle model. Along-strike thickness variation in the forelimb of the Turner Valley anticline in the Alberta foothills of Canada precisely correspond to the theoretical values proposed by our model. Deep reconstruction of the Alima anticline in the

southern Tunisian Atlas implies that the decollement level is localized in the Triassic-Liassic series, as highlighted by seismic imaging. The kinematic reconstruction of the Ucero anticline in the Spanish Castilian mountains is also in agreement with the fold geometry derived from two cross-sections. The variable interlimb angle model implies that the fault-propagation fold can be symmetric, normal asymmetric (with a greater dip value in the forelimb than in the backlimb), or reverse asymmetric (with greater dip in the backlimb) depending on the shortening amount.

**Keywords:** fault-propagation fold; variable interlimb angle; modelling; kinematics; folding.

### **3.2. Introduction**

Fault-propagation folds are ordinary features in foreland basins and fold-and-thrust belts (e.g., Suppe, 1983, 1985; Jamison, 1987; Suppe and Medwedeff, 1984, 1990; Mitra, 1990; Mercier, 1992; Philippe, 1994; Outtani et al., 1995; Martin and Mercier, 1996; Mercier et al., 1997; Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini and Allmendinger, 2002; Tavani et al., 2006; Torres Carbonell et al., 2008). Folding develops upon an upward propagating thrust ramp in relation with the horizontal displacement of the sedimentary pile above a decollement level. The shape of the fault-propagation fold therefore depends directly on both the amount of displacement along the basal decollement level and the dip angle of the ramp (e.g., Suppe, 1983, 1985; Suppe and Medwedeff, 1984, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997).

The self-similar and the time-variant models represent the two main quantitative kinematic approaches accounting for the geometric evolution of the fault-propagation folds associated with a flat decollement (Fig. 3-1). The self-similar models assume that the dip of the forelimb remains constant while the anticline is growing above the ramp (Suppe, 1983, 1985; Suppe and Medwedeff, 1984, 1990; Chester and Chester, 1990; Mercier et al., 1997) (Fig. 3-1a).

They have been applied to describe the distribution of the deformation during the folding (Storti and Salvini, 1996; Hedlund, 1997; McConnell et al., 1997; Salvini and Storti, 2001; Masini et al., 2009) and to reconstruct the shape of anticlines from field measurements and/or seismic profiles (e.g., Mount et al., 1990; Al Saffar, 1993 a, b; Outtani et al. 1995; Mercier et al., 1995; Labrousse, 1998; Labrousse and Hervouët, 1999; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al., 2006; Jabbour et al., 2007). The time-variant kinematic models consider that the fold tightens in relation with the rotation of its forelimb with increased shortening, as proposed for the variable interlimb angle model of Mitra (1990) (Fig. 3-1b) and for the trishear (Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini and Allmendinger, 2002) (Fig. 3-1c).

The kink-band geometry applied to the self-similar models remains the easy way to kinematically constrain the fold architecture with limited surface data. However, only the time-variant models are able to account for a large variety of fold geometries that include the solutions predicted by the self-similar approach. In particular, they explain the tightening of the fold with increased shortening as it has been described for various anticlines (e.g., Gallup, 1954; Mitra, 1990, 2002; Xiao and Unsworth, 2006) and as it is supported by both analogue (e.g., Chester et al., 1988; Storti et al., 1997; Bernard et al., 2007) and discrete element modelling (Finch et al., 2003; Hardy and Finch, 2006, 2007).

The algorithm used for the trishear model (Allmendinger, 1998) successfully accounts for dip and thickness variations in the forelimb. It also predicts the geometry of the ramp from surface data (e.g., Allmendinger, 1998; Allmendinger and Shaw, 2000; Cardozo et al., 2003; Cardozo, 2005). Trishear however does not come with an inverse modelling algorithm that permits the graphical reconstruction of the geometry of the folds and its forward modelling requires numerous uncontrolled parameters such as the propagation-to-slip ratio ( $P/S$ ), the apical angle of the trishear zone and the position of the fault tip-line. The variable interlimb model proposed by Mitra (1990) is an alternative approach that explains various fold

geometries using the simple kink-band mechanism. Even if this model requires fewer parameters than the trishear to reconstruct anticlines, it suffers from four main drawbacks. First, the maximal value of the interlimb angle is arbitrarily fixed at  $120^\circ$ . Second, the thickness variation of the bedding depends on the cross-section length, which size remains unconstrained. Third, this time-variant model does not integrate the solutions provided by the self-similar models. Fourth, the ramp is supposed to propagate through the entire thickness of the sedimentary pile, which is inconsistent with the subsequent development of break-through folds forming over secondary ramps (e.g., Jamison, 1987; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Al Saffar, 1993a, b; Mercier et al., 1997; Mitra, 2002).

By comparing the above cited approaches, the variable interlimb angle model of Mitra (1990) is the only one that explains a wide variety of anticline geometries using the simple kink-band method. In this paper, we develop a new approach for the kinematic modelling of fault-propagation folds with the aims (i) to drastically reduce the number of input parameters needed by the Mitra's (1990) model and (ii) to provide a step-by-step cross-section balancing needed to compare the fold geometry during folding with that of the self-similar models. Our proposed model has been integrated in to both a forward and inverse modelling in order to propose a kinematic restoration of the folding through time. To validate our model, we compared its results with the geometry of three well constrained anticlines, namely the Turner Valley in the Alberta foothills of Canada, Ucero in the Spanish Castilian mountains and Alima in the south-central Tunisian Atlas.

### ***3.3. State-of-the-art***

Several quantitative approaches have been proposed to describe the geometric evolution of fault-propagation folds. Suppe and Medwedeff (1984) and Suppe (1985) first suggested a line-length and area balancing model with constant bed thickness where the forelimb dip depends

only on the ramp angle, while the interlimb is fixed and remains constant during folding. Even if this model has been used to explain the geometry of several anticlines (e.g., Mount et al., 1990; Al Saffar, 1993 a, b; Outtani et al. 1995; Mercier et al., 1995; Labrousse, 1998; Labrousse and Hervouët, 1999; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al, 2006; Jabbour et al., 2007), its main drawback is the uniform fold growth associated with no thickness variation of the layers.

To solve this problem, Jamison (1987) proposed an updated fault-propagation fold model with either the thickening or the thinning in the forelimb, in agreement with natural observations (e.g. Gallup, 1954; Brown and Spang, 1978; Williams and Chapman, 1983; Mitra, 1990, 2002; Jamison and Pope, 1996). Despite a greater number of geometric solutions including those of Suppe (1985), the Jamison's (1987) model requires an instantaneous thickness variation that remains constant all along the folding.

Suppe and Medwedeff (1990) subsequently presented a complete quantitative description of the fault-propagation fold assuming bed length conservation. Their model provides geometric solutions for both the constant-thickness theory (Suppe, 1985) and a new approach based on the fixed-axis folding with thickness changes in the upright forelimb.

To account for the progressive tightening of the fold and the steepening of its forelimb, Mitra (1990) suggested a new approach in which the interlimb angle decreases with the shortening. The model is based on the area-balancing method and supposes that the thickening is distributed throughout the cross-section as the whole until a certain stage where the forelimb begins to thin.

The trishear is an alternative fault-propagation fold model characterized by a distribution of the deformation within a triangular trishear zone located immediately above the tip-line of the fault (Erslev, 1991; Erslev and Mayborn, 1997; Hardy and Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini and Allmendinger, 2002). The trishear predicts the progressive tightening of

the fold and the steepening of the forelimb with increased shortening while the area-balancing implies the progressive thickening and thinning of the forelimb.

More recently, Tavani et al. (2006) developed the double-edge fault-propagation fold where the ramp initiates within the strata and then propagates towards the surface and the basal decollement level. Thickness of the strata remains constant during the folding and the backlimb panel is not necessarily parallel to the thrust ramp in the early stages of folding.

To sum up the above, the kink-band geometry of the self-similar and time-variant models (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997) is widely used to reconstruct the fault-propagation folds because it constitutes an easy way to constrain the fold architecture with few data. The main problem of the models is that they provide less geometric solutions when compared with the trishear. However, the numerous poorly constrained parameters of the trishear makes it difficult to apply for the inverse modelling. The time-variant model proposed by Mitra (1990) accounts for the variation of the forelimb dip with the displacement, but its numerical modelling remains less constrained than the trishear. We therefore propose to re-evaluate the Mitra's (1990) variable interlimb angle model by developing a forward and inverse modelling with a drastic reduction of the unknown imposed parameters.

### ***3.4. Geometry of fault-propagation folds***

#### **3.4.1. Relationships between fold parameters**

For ease of use, classical fault-propagation fold models (e.g., Suppe, 1985; Chester and Chester, 1990; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997) assume angular rather than round shape hinges as it is commonly observed in the nature. The backlimb is generally parallel to the ramp and the fold geometry is defined by several parameters depending on the attitude of the axial planes (Fig. 3-2). Among these, the ramp

height  $h_r$  is related to the fold amplitude  $A$  and to the interlimb angle  $\gamma$  according to (Appendix 1)

$$h_r = A \sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan (\gamma + \alpha)} \right) \quad (1)$$

To account for the thickness variations in the forelimb, we introduced a thickness ratio defined by

$$T_R = \frac{t_f}{t_i} \quad (2)$$

where  $t_i$  and  $t_f$  represent the initial (before folding) and final (after folding) thicknesses of the layers, respectively. Thickness variations imply that the axial plane angle of the leading syncline  $\beta_1$  does not satisfy to the previous relation. It is then necessary to introduce an angle  $\beta_2$  where  $\beta_1 + \beta_2 = \beta$ , leading to (Appendix 2)

$$\beta_1 = \arctan \left( \frac{\sin \beta}{T_R + \cos \beta} \right) \quad (3)$$

The depth of the decollement level  $H_i$  can be calculated from the fold wavelength  $L_i$  and the fold amplitude  $A$  considering a reference level  $i$  (Appendix 3)

$$H_i = \frac{L_i - A \cot \alpha + A \cot (\gamma + \alpha)}{\tan \frac{\alpha}{2} + \frac{T_R + \cos (\gamma + \alpha)}{\sin (\gamma + \alpha)}} + A \sin \alpha [\cot \alpha - \cot (\gamma + \alpha)] \quad (4)$$

#### 3.4.2. Shortening amount

The calculation of the total amount of horizontal shortening depends on the fault-propagation fold model (Suppe, 1985; Chester and Chester, 1990; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997; Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini and Allmendinger, 2002). According to the variable interlimb model of Mitra (1990), the oversimplification of the angular hinges pattern is accompanied by a differential displacement of the sedimentary units along the profile. Homogeneous shortening is accommodated by local folding and/or faulting induced by thickness changes in the upper

units above the ramp.

To simplify the calculation, our idea is to estimate the amount of horizontal displacement of the lower folded units affected by the thrust. We verified afterwards the balancing of the folded units in order to generalize this shortening value to the total sedimentary pile. We used the area-balancing method to calculate the total amount of displacement  $S$ , which thus directly depends from the fold amplitude  $A$  and the ramp angle  $\alpha$  (Appendix 4)

$$S = \frac{A}{2 \sin \alpha} \quad (5)$$

To express the shortening amount relative to the fold wavelength, we defined the shortening rate  $S_R$  expressed in percentage

$$S_R = \frac{S}{S + L_i} \cdot 100 \quad (6)$$

where  $L_i$  is the wavelength of the fold.

#### 3.4.3. Error estimation

The reconstruction of the deep structure of anticlines from surface observable parameters induces errors in the estimation of both the shortening amount  $S$  and the depth of the decollement level  $H_i$ . From Eq. (5), the error on the shortening amount  $\delta S$  can be written as follows

$$\delta S = \frac{A}{2 \sin \alpha} - \frac{A \pm \delta A}{2 \sin (\alpha \pm \delta \alpha)} \quad (7)$$

or

$$\delta S = \frac{A}{2} \left( \frac{1}{\sin \alpha} - \frac{1}{\sin (\alpha \pm \delta \alpha)} \right) + \frac{\pm \delta A}{2 \sin (\alpha \pm \delta \alpha)} \quad (8)$$

where  $\delta A$  and  $\delta \alpha$  correspond to errors in the measurement of the fold amplitude and of the mean dip of the backlimb, respectively.

According to Eq. (4), the error on the estimation of the decollement level depth  $\delta H_i$  is given by



$$\delta H_i = H_i - \frac{L_i \pm \delta L_i - (A \pm \delta A) \cot(\alpha \pm \delta \alpha) + (A \pm \delta A) \cot(\beta \pm \delta \beta)}{\tan \frac{\alpha \pm \delta \alpha}{2} + \frac{T_R + \cos(\beta \pm \delta \beta)}{\sin(\beta \pm \delta \beta)}} - (A \pm \delta A) \left[ \cos(\alpha \pm \delta \alpha) - \frac{\sin(\alpha \pm \delta \alpha)}{\tan(\beta \pm \delta \beta)} \right] \quad (9)$$

where the error on the estimation of the fold wavelength  $\delta L_i$  is deduced from Eq. (A-20) (Appendix 3), implying that

$$L_i = L_{psi} + \frac{A}{\tan(\alpha)} - \frac{A}{\tan(\beta)} \quad (10)$$

Considering that  $L_{psi}$  is a fixed parameter (Fig. 3-2),  $\delta L_i$  is given by

$$\delta L_i = \frac{A}{\tan(\alpha)} - \frac{A}{\tan(\beta)} - \left[ \frac{A \pm \delta A}{\tan(\alpha \pm \delta \alpha)} - \frac{A \pm \delta A}{\tan(\beta \pm \delta \beta)} \right] \quad (11)$$

### 3.5. Kinematics of fault-propagation fold

#### 3.5.1. Temporal evolution of the interlimb angle

To account for the temporal evolution of fault-propagation folds, Mitra (1990) proposed a basic kinematic approach in which the interlimb angle decreases linearly with the ratio of the ramp height and its maximal value (e.g. Suppe, 1985). The model supposes that the ramp reaches the surface in the final stage of deformation. In this work and in agreement with both the trishear (Erslev, 1991; Hardy and Ford, 1997; Allmendinger, 1998; Cristallini and Allmendinger, 2002), we propose that the interlimb angle varies linearly with the shortening  $S$ . This can be written as follows

$$\gamma = \gamma_{max} - KS \quad (12)$$

where  $\gamma_{max}$  is the maximum value of the interlimb angle  $\gamma$  in the earliest stage of deformation,  $S$  is the shortening amount and  $K$  is a constant representing the slope of the interlimb variation. We assume that the ramp angle remains constant with the shortening, implying that  $\gamma$  is the supplementary of  $\alpha$  because the forelimb is horizontal in the earliest stage of shortening, so that

$$\gamma_{max} = \beta_{max} - \alpha \quad (13)$$

with  $\beta_{max} = 180^\circ$  in the forelimb before initiation of the folding.

Substituting Eq. (13) into Eq. (12) gives

$$\gamma = 180^\circ - \alpha - KS \quad (14)$$

$K$  is therefore the only unknown parameter of Eq. (14) since  $\alpha$  and  $\gamma$  are observable parameters and  $S$  is calculated from the fold amplitude (see Eq. 5). For given values of  $K$ , we have drawn charts representing the relationship between the interlimb  $\gamma$  and the displacement  $S$  for typical ramp angles from  $15^\circ$  to  $30^\circ$  (Fig. 3-3).

#### 3.5.2. Thickness ratio

Two methods are commonly used to balance the folded cross-section. One assumes that the bed thickness remains constant during the folding, therefore implying an excess layer-shear accommodated by local deformation (e.g., Mitra, 1990; Tavani et al., 2006). The other accommodates the excess layer-shear by considering a thickness variation in the forelimb (e.g., Jamison, 1987; Mitra, 1990; Suppe and Medwedeff, 1990). Numerous examples also indicate that the thickness in the forelimb could be significantly different (i.e. thicker or thinner) than that of the backlimb (e.g., Gallup, 1954; Brown and Spang, 1978; Williams and Chapman, 1983; Mitra, 1990, 2002; Jamison and Pope, 1996; Allmendinger, 1998), which leads us to calculate the thickness variation from a temporal balancing of the cross-section.

The area-balanced method that we used to approach the thickness variation distributed throughout the fold takes into account either the thickening or thinning in the forelimb (Appendix 5). The thickness ratio in the forelimb only depends from the interlimb and ramp angles

$$T_R = \sin(\gamma + \alpha) \left( \frac{2 \cos \alpha - 1}{2 \sin \alpha} \right) - \cos(\gamma + \alpha) \quad (15)$$

Diagrams representing this relation (Fig. 3-4) show that the forelimb progressively thickens until it reaches a maximum value corresponding to interlimb angles ranging from  $105^\circ$  to  $112^\circ$  for ramp angles of  $15^\circ$  and  $30^\circ$ , respectively. Thickness subsequently decreases due to stretching in relation with an increase of the fold amplitude. Stretching is followed by thinning once the thickness returns to its initial state ( $T_R = 1$ ) defining the efficient interlimb angle  $\gamma_{eff}$ , which value depends only from the ramp angle.

### 3.6. Validation of the model

#### 3.6.1. Balancing of the folded units

The model presented above only takes into account the faulted units along the cross-section (see Eqs. 5 and 15). This simplification allows to easily calculate the shortening amount and the thickness variation of the forelimb from a few data namely the ramp and interlimb angles, and the fold amplitude. However, it may be not valid for the balancing of the folded units because the model imposes a vertical hinterland pin line.

We therefore used the balancing-area method to check that Eqs. (5) and (15) successfully balance the folded units, which is exposed in the following equation (A37) developed in Appendix (6)

$$\frac{S}{A} = \frac{1}{\sin \alpha} + \frac{T_R}{\sin \beta} - \frac{1}{\tan \alpha} + \frac{1}{\tan \beta} \quad (16)$$

By substituting Eq. (15) into Eq. (16), we precisely obtain Eq. (5) (see Eq. (A40) in Appendix 6). Similarly, the conservation of the lines length of any folded layer leads to find the same Eq. (16), validating in return Eqs. (5) and (15) (see Eq. (A46) in Appendix 7). This result testifies that our balancing method can be applied for both faulted and folded units and that the hinterland pin line remains vertical in relation with thickness variations in the forelimb.

**3.6.2. Comparison with previous fault- propagation fold models**

The fault-propagation fold model of Suppe (1985) defines a single interlimb angle value for a given ramp angle since it assumes that no thickness variation is encountered in the forelimb. The graphical representation of the Suppe's (1985) equation linking the interlimb and the ramp angles superimposed on the curves of our model (Figure 3-4) shows that the constant thickness theory precisely corresponds to the efficient interlimb angle  $\gamma_{eff}$  where the beds return to their initial thickness ( $T_R = 1$ ). Values of  $\gamma_{eff}$  also satisfy the constant thickness theory of Suppe and Medwedeff (1990) for a flat decollement. Moreover, the variable interlimb model not only provides the same thickness ratio as that of the fixed-axis theory proposed by these latter authors but it also perfectly matches with the variable thickness model of Jamison (1987). In summary, the scattered geometric solutions provided by the different self-similar models are integrated in a single and unified theory based on the variation of the interlimb angle during folding.

**3.7. *Modelling of fault-propagation folds with variable interlimb angle***

We wrote a Fortran-90 program called PROFOLD that reconstructs the geometric and temporal evolution of fault-propagation folds along 2D balanced cross-sections. The model only takes into account the surface parameters of the anticline, namely the fold amplitude, the fold wavelength and the dips of the forelimb and the backlimb. PROFOLD allows the calculation of the shortening amount, the thickening ratio, the ramp height and the depth of the decollement level. For practical cases, the program takes into account errors on the shortening value and on the depth of the decollement.

To illustrate the kinematics of folding, we considered a layer-cake system with five horizons and a decollement level cutting the median part of the lower strata (Fig. 3-5). The modelling is realized with shortening intervals of 400 m according to different ramp angles

fixed at  $15^\circ$ ,  $25^\circ$  and  $35^\circ$ , and an interlimb angle variation controlled by the constant  $K$  fixed at 0.05. The results show that shortening is accompanied by a gradual propagation of the ramp within the upper strata inducing the growth of the fold amplitude and its wavelength, as it has been earlier described by Suppe (1985). The ramp propagation also accelerates with increased values of the ramp angle. For low ( $\alpha = 15^\circ$ ) and high ( $\alpha = 35^\circ$ ) ramp angles, the shortening is accommodated by an increase of the fold wavelength and of the fold amplitude, respectively. During the folding, the thickening and thinning in the forelimb are more pronounced in folds with low and high ramp angles, respectively.

The fault-propagation fold is reverse asymmetric in the first stages of folding when the forelimb dips more gently than the backlimb. With increased shortening, the fold evolves from symmetric, to normal asymmetric with a greater dip in the forelimb than in the backlimb, and to overturned. This evolution is well illustrated for the development of folds growing above a high ramp angle ( $\alpha = 35^\circ$ ).

The folding is accompanied by a gradual propagation of the ramp within the upper strata until it reaches a maximum height before decreasing. This latest stage is mechanically inconsistent and would testify that the fold has reached a critical state from which the shortening is accommodated by other processes such as the break-through folding where another ramp propagates rapidly towards the surface (Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Creuzot et al., 1993; Mercier et al., 1997) or as the translated (transported) fault-propagation folding accompanied by the initiation of a new horizontal decollement level at the tip line of the former ramp (Jamison, 1987; Mitra, 1990; Suppe and Medwedeff, 1990; Mercier et al., 1997).

### ***3.8. Application to natural examples***

We analyzed three natural examples of fault-propagation anticlines to validate the variable

interlimb model. The Turner Valley anticline in the Alberta Foothills of Canada that has been used to study the thickness changes in the forelimb as described by Eq. (15) and diagrams of Figure 3-4. The Alima anticline in the southern Tunisian Atlas served to test the relationships between the surface geometry of the fold and its deep architecture as shown by Eqs. (1), (4) and (5). The Ucero anticline in the Spanish Castilian mountains illustrates the reverse asymmetry of the fold and its evolution with the shortening as deduced from Eq. (14).

### **3.8.1. The Turner Valley anticline, Alberta foothills, Canada**

The N-S Turner Valley anticline outcrops in the Alberta Foothills located in the western margin of the Western Canada sedimentary basin (Wright et al., 1994). It has been interpreted as a fault-propagation fold associated with a decollement level situated at the top of the Mississippian (lower part of the Carboniferous) and is affected by imbricate secondary faults (Gallup, 1954; Mitra, 1990, 2002; Xiao and Unsworth, 2006).

The deep geometry of the Turner Valley anticline is mainly constrained by well logs that allowed the establishment of two detailed cross sections formerly drawn by Gallup (1954) and re-used by Mitra (1990) to illustrate the variation of the interlimb angle with the shortening. Even if the subsurface architecture of the fold is complicated by second-order ramps inducing local thickening and dip variations in the bedding, the main interest of both cross-sections is that they display an over-thickening in the forelimb that would be explained by Eq. (15). We have performed a simplified geometric analysis to estimate the ramp and the interlimb angles, together with the thickening observed in the forelimb when considering the Early Cretaceous up to the Cardium (Turonian) formation as the reference units (Fig. 3-6).

The values of the ramp and interlimb angles along the first cross-section (Fig. 3-6a) are  $20^\circ$  and  $95^\circ$ , respectively. The integration of these parameters into Eq. (15) and Figure 3-4 gives a thickness ratio of 1.59 for the Jurassic layers, which is in good agreement with that of

1.47 measured in the forelimb. The thickness of the Jurassic layers remains nearly constant ( $T_R = 1$ ) along the second profile (Fig. 3-6b) with a ramp and an interlimb angle of  $28^\circ$  and  $72^\circ$ , respectively. This also well agrees with our calculation of a 0.98 thickness ratio in the forelimb.

### **3.8.2. The Alima anticline, Eastern Atlas, Tunisia**

The southern-central part of Tunisia form a series of ranges located in the eastern prolongation of the Atlas chain, north of the Saharan platform (Fig. 3-7). The main folded structures correspond to E-W-trending anticlines consisting of a core of Cretaceous rocks that developed during the middle and late Cenozoic (e.g., Zargouni, 1985; Piqué et al., 2002; Bouaziz et al., 1998, 2002; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009). Based on the analysis of a seismic cross-section adjusted by a well log south of the Alima fold, Ahmadi (2006) proposed that all the anticlines of the region correspond to fault-propagation folds. Well data also indicate a pore fluid overpressure in the sediments lying at the Triassic-Liassic boundary, which would reveal the occurrence of a decollement level as proposed by other works (Hubert and Rubbey, 1959; Cobbold and Castro, 1999; Cobbold et al., 2004). The Eq. (5) proposes a direct relationship between the depth of the decollement and the surface parameters of the fold. The comparison between the result of our calculation and the inferred decollement depth is therefore critical to validate our model.

From analysis of remote sensing data composed of a Digital Elevation Model extracted from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) and multi-spectral optical images including Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM+) and Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) scenes, we established a new mapping of the Alima anticline and surrounding areas mainly because the 1/500,000 scale geological map of the area (Ben Haj Ali et al., 1985) is not accurate enough to measure the surface parameters of

the fold (Fig. 3-7a). The fold wavelength and fold amplitude derived from the geological cross-section at the top of the Maastrichtian are 7000 m and  $900 \pm 100$  m, respectively. The modelling of the fold geometry requires the measurement of the dip angles in both the forelimb and backlimb. To minimize the effect of the dip variation in the hinges of the fold, the ideal dip angle was measured at the inflexion point of each flank where the angle is maximum. We therefore approached this value by considering the mean backlimb and forelimb angles measured in the field, respectively equal to  $24 \pm 4^\circ$  and  $90 \pm 4^\circ$ .

Our reconstruction of the subsurface geometry of folding along a cross-section in the Alima anticline using the PROFOLD code implies a decollement level located at  $4.86 \pm 0.2$  km below the top of the Maastrichtian, precisely in the evaporitic layers of the Triassic-Liassic (Fig. 3-7b). This result is in agreement with direct evidences coming from a seismic profile and fluid pressure data presented in Ahmadi (2006). Considering that the backlimb is parallel to the ramp, a shortening amount of 1100 m, or 16% of shortening rate, is obtained from Eqs. (5) and (6). A step-by-step restoration of the fold is presented in Fig. 3-7c.

### **3.8.3. The Ucero anticline, Castilian mountains, Spain**

The N130°E-trending Ucero anticline exposes oldest sediments of Albian – Early Cenomanian age (Utrias Fm) in its central part (Fig. 3-8). The deep architecture of the anticline remains uncertain because of the lack of seismic data. We therefore used the PROFOLD code to approach the depth of the horizontal decollement level in order to establish two balanced cross-sections. The anticline is also characterized by an interlimb angle that varies rapidly along-strike, which makes it a good candidate for the study of the kinematic evolution of the folding with time.

Field measurements show that the backlimb to the north uniformly dips at  $33 \pm 2^\circ$ N. The forelimb to the south exhibits a variation of the dip angle from  $15 \pm 2^\circ$ S south of



Fuentecantales village to  $25 \pm 3^\circ\text{S}$  south of Aylagas village. Along both cross-sections, we chose the top of the Utrias formation (Albian – Early Cenomanian) as a reference level to measure the amplitude and the wavelength of the fold, which are equal to  $170 \pm 50$  m and 1300 m, and to  $290 \pm 50$  m and 1400 m along the eastern and western profiles, respectively (Fig. 3-8).

According to Eq. (4), the decollement level is located at  $927 \pm 100$  m and  $942 \pm 100$  m depths along the eastern and western profiles, respectively, where lies the weak gypseous-argillaceous sediments of the Late Triassic. Displacement of the sedimentary pile above the decollement could have been responsible for the growth of the San Leonardo de Yagüe-Cubilla faulted anticline, located 4 km further north, where the NE-dipping ramp exposed along the fold axis juxtaposes the Early Cretaceous with the Late Triassic-Liassic rocks (Quintero Armador et al., 1981).

According to Eq. (5), the displacements along the ramp are equal to 156 m (or 11% of shortening) and 266 m (or 16% of shortening) along the eastern and western sections, respectively. Using the PROFOLD code, we calculated the value of the constant  $K$  for both sections (0.096 and 0.094) in order to model the kinematics of folding with a displacement rate of 50 m (Fig. 3-9). Step-by-step reconstruction shows a similar folding evolution along both cross-sections until 156 m of shortening, this value corresponding to the total displacement along the eastern profile. Folding is more pronounced along the western profile located in the central part of the anticline where the shortening reaches 266 m.

### **3.9. Discussion**

#### **3.9.1. Geometry and temporal evolution of folding**

The time-variant model implies the growth of both the fold amplitude and the fold wavelength and the progressive tightening of the anticline hinge in response to the rotation of

the forelimb with increased shortening. Rotation of the forelimb is well described in several anticlines (e.g. Gallup, 1954; Mitra, 1990, 2002; Xiao and Unsworth, 2006) and is supported by both analogue (e.g., Chester et al., 1988; Storti et al., 1997; Bernard et al., 2007) and discrete elements techniques (e.g., Finch et al., 2003; Hardy and Finch, 2007). The fold tightening explains the along-strike decrease of the forelimb dip from steeper to gentle values respectively from the central to the periclinal termination of the anticline, in contrast to self-similar fault-propagation fold models advocating for fixed limb dips during the fold growth (e.g., Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe and Medwedeff, 1990; Mercier, 1997). The fact that the forelimb dip of the Uvero anticline decreases from  $25^\circ$  in the centre of the anticline (cross-section 1) to  $15^\circ$  1.5 km further east (cross-section 2), whereas its backlimb dip remains constant at  $33^\circ$ , supports the evidence of the progressive tightening of the fold (Figs. 3-8 and 3-9).

The advantage of the variable interlimb model is that it provides all the geometries predicted by self-similar models defining the fold as asymmetric with a steep forelimb. It accounts for continuous thickness variations in the forelimb in contrast to the constant-thickness (Suppe, 1985; Suppe and Medwedeff, 1990) and the predefined instantaneous thickening/thinning (Jamison, 1987) or fixed-axis (Suppe and Medwedeff, 1990) theories. The model also explains open fold shapes that are traditionally satisfied by the trishear.

By comparison to Mitra (1990) who suggests that the interlimb angle varies linearly with the propagation of the ramp, we propose that this parameter is directly controlled by the shortening for a given ramp angle, without the use of any boundary condition such as the cross-section length (see Eq. 14). This is illustrated in Figure 3-4, which shows that contrasted fold geometries are obtained from different initial ramp angles depending for instance on the rheology or on pre-existing anisotropies (Nemcok et al., 2005). Low ramp angle values (less than  $15^\circ$ ) are associated to the development of horizontal folds whereas high dips (more than

30°) induce a vertical growth of the anticlines. One of the main advantage of the proposed approach is that it is able to explain the wide geometric varieties of anticlines with a kinematic evolution that integrates all the solutions provided by the self-similar fault-propagation models (Fig. 3-4). Another added value of the variable interlimb model is that it not only enables to reconstruct the deep architecture of the folds with the location of the decollement level (see the example of the Alima anticline, Fig. 3-7) but it also provides a step-by-step modelling of the folding through time (see the example of the Ucero anticline, Figs. 3-8 and 3-9).

### **3.9.2. Variation of the interlimb angle with constant $K$**

The  $K$  parameter merely quantifies the evolution of the interlimb angle and therefore controls the fold-steeping in relation with the shortening. The value of  $K$  can be calculated directly from Eq. (14) when the interlimb angle is deduced from the angle values of both limbs and the shortening amount is estimated from the fold amplitude (Eq. 5).

In the Alima and Ucero anticlines, the mean value of  $K$  has been estimated to 0.063 and 0.095, respectively, meaning that the interlimb angle of each fold decreased to 6.3° and 9.5° after 100 m of shortening. This discrepancy can be explained by the position of the decollement level, lying at about 3750 m deeper in the Alima anticline, which is therefore associated to a thicker sedimentary pile that requires more shortening to be folded. In both anticlines, the shortening is mainly accommodated by folding rather than by thrusting, in agreement with the low rate of deformation in the Gafsa basin (Ahmadi, 2006). For the Turner Valley anticline, Mitra (1990) estimated a shortening of 2440 m and 3350 m along the eastern and western cross-sections, respectively, implying low values of  $K$  of 0.027 and 0.024, respectively, that are associated to a deep-seated decollement level located approximatively at 3500 m depth (Fig. 3-6). The  $K$  value is associated to a tightening of the interlimb angle of 2.5° after 100 m of shortening, which could be explained by a faster propagation of the

thrusting than the folding, in agreement with the complex and dense network of reverse faults across the fold (Gallup, 1954; Mitra, 1990, 2002; Xiao and Unsworth, 2006).

### **3.9.3. Shortening amount vs. thickness ratio**

According to the fault-propagation fold with variable interlimb model, the shortening amount is calculated from the area-balancing of the faulted units using only the fold amplitude and the backlimb angle as input parameters (see Eq. (5)). It is important to say that the same result is obtained when applying the lines length conservation of the folded layers (see Appendixes 6 and 7), which indicates that the hinterland pin line is vertical for both the folded and faulted units. The model therefore proposes an homogeneous shortening amount for the whole layers using solely the surface parameters of the fold. The shortening rate, expressed in percentage and representing the shortening accommodated in the fold relative to its wavelength, can be used to compare different folded structures associated to various decollement levels. The shortening rates in the Alima and Ucero anticlines are 16% and 11-16%, respectively. These values correspond to weak shortening rates compared to the 30% to 35% obtained in foreland thrust belts (e.g., Williams and Chapman, 1986; Holl and Anastasio, 1995; Hindle and Burkhard, 1999; Mazzoli et al., 2001; Tang et al., 2007). The variable interlimb angle model takes into account the thickness variation in the forelimb during the folding in agreement with several observations showing a significant thick forelimb bedding in relation with second-order and local folds and thrust-faults (e.g., Gallup, 1954; Brown and Spang, 1978; Williams and Chapman, 1983, Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990, 2002; Jamison and Pope, 1996; Allmendinger, 1998).

The balancing of the cross-section indicates a two-stage process with the progressive thickening of the forelimb followed by gradual thinning (Fig. 3-4). For interlimb angles less than  $105^\circ$ , the thickening occurs in open young folds rather than in tight well-developed

anticlines. This kinematics is supported by the geometry of the Turner Valley anticline where the interlimb angle is open at  $95^\circ$  with a thickening ratio of 1.47 after 2440 m of shortening (cross-section 1), whereas the interlimb angle is only  $72^\circ$  with no thickness variation ( $T_R = 1$ ) along the cross-section 2 recording a greater shortening amount of 3350 m (Fig. 3-6).

The balancing method supposes that the thickness variation of the layers is restricted only in the forelimb. However, the example of the Turner Valley anticline shows that the backlimb may be affected by thickening, which is accommodated here by second order folds and faults (Fig. 3-6). Thickening throughout the entire length of the fold is illustrated by the difference in the thickening ratio between that measured in the forelimb ( $T_R = 1.47$ ) and that calculated from the variable interlimb model ( $T_R = 1.59$ ). This result shows that even if thickening can be produced in the backlimb as observed on natural examples and as deduced from our modelling, this amount remains relatively small (8% of the total thickening) when compared to that occurring in the forelimb.

### **3.10. Conclusions**

The fault-propagation fold model with variable interlimb angle represents an optimal kinematic solution that is able to explain a large variety of fault-propagation folds. This time-variant approach based the kink-band geometry quantifies the fold tightening of the uprising fold in relation with the ramp angle and the shortening. Low (e.g.,  $\alpha = 15^\circ$ ) and high (e.g.,  $\alpha = 35^\circ$ ) ramp values generate large (low amplitude and large wavelength) and tight (high amplitude and low wavelength) anticlines, respectively. The shortening amount controls the temporal shape of the fold by specifying instantaneously its amplitude, wavelength and tightening.

One of the main advantage of the proposed approach is that it is able to explain the wide geometric varieties of anticlines with a kinematic evolution that integrates all the solutions

provided by the self-similar fault-propagation models. It also accounts for open fold shapes that are traditionally satisfied by the trishear.

The kink-band geometry used in this model allows a quick and easy section balancing and restoration. From surface parameters only, namely the fold wavelength, fold amplitude and dip values on both limbs, the variable interlimb angle model is a practical method to build the deep architecture of fault-propagation folds and in turn to reconstruct their geometric evolution with time. The application of the variable interlimb model on natural examples allowed the calculation of the depth of the decollement level and the shortening amount associated to fault-propagation folding with acceptable errors less than 10 %.

### **Acknowledgements**

This work is the result of a joint collaboration between the University of Pau et des Pays de l'Adour and the University of Reims Champagne-Ardenne. Fieldwork in Tunisia and Spain has been supported by the UPPA-CNRS-TOTAL project FR002338. The paper benefited from a constructive and thorough review by Fabrizio Storti.

#### 3.11. Appendix

##### Appendix 1 : Relationship between the ramp parameters and interlimb angle

In the triangle (bdd') (Fig. 3-A1a), the length of the ramp  $L_r$  can be determined by the ramp height  $h_r$  according to

$$L_r = \frac{h_r}{\sin \alpha} \quad (A1)$$

In the triangle (aa'c)

$$[aa'] = \frac{A}{\tan \alpha} \quad (A2)$$

In the triangle (ba'c)

$$[ba'] = \frac{A}{\tan \beta} \quad (A3)$$

The relationship between the different lengths is as follows

$$[ab] = [aa'] - [ba'] \quad (A4)$$

By substituting Eqs. (A2) and (A3) into Eq. (A4)

$$[ab] = \frac{A}{\tan \alpha} - \frac{A}{\tan \beta} \quad (A5)$$

Considering that the dip of the axis  $N$  is  $90^\circ + \alpha/2$ , (abd) is an isosceles triangle meaning that

$$[ab] = L_r \quad (A6)$$

By combining Eqs. (A1), (A5) and (A6), we obtain the relationship between the ramp height  $h_r$  and the fold amplitude  $A$

$$h_r = A \sin \alpha \left[ \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan \beta} \right] \quad (A7)$$

The different angles defining the fault-propagation fold satisfy

$$\beta = \gamma + \alpha \quad (A8)$$

By substituting Eq. (A8) into Eq. (A7)

$$h_r = A \cdot \sin \alpha \cdot \left[ \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right] \quad (\text{A9})$$

#### Appendix 2 : Relationship between the thickness ratio and the forelimb angle

From Figure 3-A1a, the geometric relationship between the initial ( $t_i$ ) and final ( $t_f$ ) thickness of a layer before and after folding is

$$\frac{t_i}{\sin \beta_1} = \frac{t_f}{\sin \beta_2} \quad (\text{A10})$$

Considering that

$$\beta_2 = \beta - \beta_1 \quad (\text{A11})$$

and that the thickness ration  $T_R$  is defined by

$$T_R = \frac{t_f}{t_i} \quad (\text{A12})$$

we obtain

$$T_R = \frac{\sin \beta_2}{\sin \beta_1} = \frac{\sin(\beta - \beta_1)}{\sin \beta_1} \quad (\text{A13})$$

Considering that

$$\sin(\beta - \beta_1) = \sin \beta \cos \beta_1 - \cos \beta \sin \beta_1 \quad (\text{A14})$$

then

$$T_R = \frac{\sin \beta}{\tan \beta_1} - \cos \beta \quad (\text{A15})$$

#### Appendix 3: Depth of the decollement level from surface parameters

To calculate the depth of the decollement level  $H_i$ , we consider a reference level  $i$  (Fig. 3-A1b) where

$$H_i = h' + h_r \quad (\text{A16})$$

The length at the top of the fold  $L_{psi}$  is linked with  $h'$  according to



$$L_{psi} = u_1 + u_2 = h' \tan \frac{\alpha}{2} + \frac{h'}{\tan \beta_1} \quad (A17)$$

so that

$$h' = \frac{L_{psi}}{\tan \frac{\alpha}{2} + \cot \beta_1} \quad (A18)$$

$L_{psi}$  is linked to the fold wavelength  $L_i$  according to

$$L_{psi} = L_i - \frac{A}{\tan \alpha} + \frac{A}{\tan \beta} \quad (A19)$$

By substituting Eqs. (A16) and (A19) into Eq. (A18)

$$h' = \frac{L_i - A \cot \alpha + A \cot \beta}{\tan \frac{\alpha}{2} + \frac{T_R + \cos \beta}{\sin \beta}} \quad (A20)$$

The substitution of Eq. (A7), (A8) and (A20) into Eq. (A16) gives

$$H_i = \frac{L_i - A \cot \alpha + A \cot(\gamma + \alpha)}{\tan \frac{\alpha}{2} + \frac{T_R + \cos(\gamma + \alpha)}{\sin(\gamma + \alpha)}} + A \sin \alpha [\cot \alpha - \cot(\gamma + \alpha)] \quad (A21)$$

#### Appendix 4: Relationship between the shortening and the fold amplitude

The area-balancing between the rectangle (efgh) representing the displaced material that has been added to the triangle (abc) during the fold growth (Fig. 3-A1a) implies

$$h_r S = [ab] \frac{A}{2} \quad (A22)$$

By substituting Eqs. (A5) and (A8) into Eq. (A22)

$$S = \frac{A}{2 \sin \alpha} \quad (A23)$$

#### Appendix 5: Relationship between the thickness ratio and the interlimb angle

To quantify the thickness variation of a unit layer located immediately above the ramp tip-line, we formulated the area-balancing method before and after deformation, so that

$$[ef] + [ab] = [ac] + T_R [bc] \quad (\text{A24})$$

In the triangle (abc) (Fig. 3-A1a)

$$[ac] = \frac{A}{\sin \alpha} \quad (\text{A25})$$

and

$$[bc] = \frac{A}{\sin \beta} \quad (\text{A26})$$

By substituting Eq. (A23) into Eqs. (A5), (A25) and (A26), we obtain respectively

$$[ab] = 2S \sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan \beta} \right) \quad (\text{A27})$$

$$[ac] = 2S \quad (\text{A28})$$

$$[bc] = \frac{2S \sin \alpha}{\sin \beta} \quad (\text{A29})$$

Equation (A24) can therefore be written as follows

$$S + 2S \sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan \beta} \right) = 2S + T_R \frac{2S \sin \alpha}{\sin \beta} \quad (\text{A30})$$

By substituting Eq. (A8) into Eq. (A30), the thickness ratio in the forelimb can therefore be determined by

$$T_R = \sin(\gamma + \alpha) \left( \frac{2 \cos \alpha - 1}{2 \sin \alpha} \right) - \cos(\gamma + \alpha) \quad (\text{A31})$$

#### Appendix 6: Area-balancing of folded units

The area-balancing of the folded layers (Fig. 3-A2a) implies that the material entering into the fold (rectangle (opqr)) corresponds to the pre-existing material before the folding (rectangle (abdg)) subtracted by the folded material above the ramp (polygon (acbdefg)). This can be written as follows

$$\text{area (opqr)} = \text{area (acfg)} + \text{area (cef)} + \text{area (edbc)} - \text{area (abdg)}$$

or

$$S \cdot h' = [ac]h' + \frac{[ef]h'}{2} + [cb] \cdot h' \cdot T_R - \frac{[ab] + [gd]}{2} h' \quad (A32)$$

$$S = [ac] + \frac{[ef]}{2} + [cb] \cdot T_R - \frac{[ab]}{2} - \frac{[gd]}{2} \quad (A33)$$

According to Eq. (A19)

$$[ef] = [gd] - \frac{A}{\tan \alpha} + \frac{A}{\tan \beta} \quad (A34)$$

By substituting Eqs. (A5, A25, A26 and A34) into Eq. (A33), we obtain

$$S = \left[ \frac{A}{\sin \alpha} \right] + \frac{[gd]}{2} - \frac{A}{2 \tan \alpha} + \frac{A}{2 \tan \beta} + \frac{A \cdot T_R}{\sin \beta} - \frac{A}{2 \tan \alpha} + \frac{A}{2 \tan \beta} - \frac{[gd]}{2} \quad (A35)$$

$$S = A \left( \frac{1}{\sin \alpha} - \frac{1}{2 \tan \alpha} + \frac{1}{2 \tan \beta} + \frac{T_R}{\sin \beta} - \frac{1}{2 \tan \alpha} + \frac{1}{2 \tan \beta} \right) \quad (A36)$$

$$S = A \left( \frac{1}{\sin \alpha} + \frac{T_R}{\sin \beta} - \frac{1}{\tan \alpha} + \frac{1}{\tan \beta} \right) \quad (A37)$$

By substituting the thickness ratio given by Eq. (A 31) (or Eq. 15), we obtain :

$$S = A \left( \frac{1}{\sin \alpha} + \frac{2 \cos \alpha - 1}{2 \sin \alpha} - \frac{1}{\tan \beta} - \frac{1}{\tan \alpha} + \frac{1}{\tan \beta} \right) \quad (A38)$$

$$S = A \left( \frac{2}{2 \sin \alpha} + \frac{2 \cos \alpha - 1}{2 \sin \alpha} - \frac{2 \cos \alpha}{2 \sin \alpha} \right) \quad (A39)$$

$$\text{so } S = \frac{A}{2 \sin \alpha} \quad (A40)$$

#### Appendix 7: Balancing of the folded units with the lines length method

The lines length balancing (Figure 3-A2b) implies that the shortening  $S$  is equal to the difference between polysegments  $[gfd]$  and  $[gd]$ . Considering the thickness variation in the forelimb, the lines length balancing implies that:

$$S = [gf] + [ef] + [ed] \cdot T_R - [gd] \quad (A41)$$

According to Eq. (A19)

$$[ef] = [gd] - \frac{A}{\tan \alpha} + \frac{A}{\tan \beta} \quad (\text{A42})$$

Equally to Eqs. (A25) and (A26)

$$[gf] = \frac{A}{\sin \alpha} \quad (\text{A43})$$

and

$$[ed] = \frac{A}{\sin \beta} \quad (\text{A44})$$

By substituting Eqs. (A42, A43 and A44) into Eq. (A41), we obtain

$$S = \frac{A}{\sin \alpha} + [gd] - \frac{A}{\tan \alpha} + \frac{A}{\tan \beta} + \frac{A}{\sin \beta} \cdot T_R - [gd] \quad (\text{A45})$$

$$S = A \left( \frac{1}{\sin \alpha} - \frac{1}{\tan \alpha} + \frac{1}{\tan \beta} + \frac{T_R}{\sin \beta} \right) \quad (\text{A46})$$

By substituting the thickness ratio  $T_R$  given by Eq. (A 31) (or Eq. 15), we obtain :

$$S = A \left( \frac{1}{\sin \alpha} - \frac{1}{\tan \alpha} + \frac{1}{\tan \beta} + \frac{2 \cos \alpha - 1}{2 \sin \alpha} - \frac{1}{\tan \beta} \right) \quad (\text{A47})$$

$$S = A \left( \frac{2}{2 \sin \alpha} - \frac{2 \cos \alpha}{2 \sin \alpha} + \frac{2 \cos \alpha - 1}{2 \sin \alpha} \right) \quad (\text{A48})$$

$$S = \frac{A}{2 \sin \alpha} \quad (\text{A49})$$

**3.12. References**

- Ahmadi, R., 2006. Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologiques et microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement. Application à l'Atlas méridional tunisien. Thèse, Université des Sciences et des Techniques de Nantes.
- Ahmadi, R., Ouali, J., Mercier, E., Mansy, J., Van-Vliet Lanoe, B., Launeau, P., Phekhiss, F., Ranfini, S., 2006. The geomorphologic responses to hinge migration in the fault-related folds in the Southern Tunisian Atlas. *Journal of Structural Geology* 28, 721-728.
- Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17 (4), 640–656.
- Allmendinger, R.W. and Shaw J.H., 2000. Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment. *Geology* 28, 12, 1099-1102.
- Al Saffar, M., 1993 a. Geometry of fault-propagation fold: Method and application. *Tectonophysics* 223, 363-380.
- Al Saffar, M., 1993 b. Géométrie et modélisation numérique des structures anticlinales. Exemples: Atlas saharien (Algérie), Rides sud rifaines (Maroc) et Pyrénées (France et Espagne). Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Ben Haj Ali, M., Jedoui, Y., Dali, T., Ben Salem, H., Memmi, L., 1985. Carte géologique de la Tunisie méridionale 1/500 000. Service Géologique de Tunisie.
- Bernard, S., Avouac, J.P., Dominguez, S., Simoes, M., 2007. Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment. *Journal of Geophysical Research* 112, doi:10.1029/2005JB004149.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Tricart, P., Turki, M.M., 1998. Tectonic evolution of Southern Tethyan margin in southern Tunisia. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.),

- Peri-Tethys Memoir: 3. Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms, vol. 177. Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris, 215–236.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.
- Brown, S. P., and Spang, J. H., 1978, Geometry and mechanical relationship of folds to thrust fault propagation using a minor thrust in the Front Range of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 26, 551–576.
- Cardozo N., Bhalla K., Zehnder A.T., Allmendinger R.W., 2003. Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the trishear kinematic model. *Journal of Structural Geology* 25, 1–18.
- Cardozo, N., 2005. Trishear modeling of fold bedding data along a topographic profile. *Journal of Structural Geology* 27, 3, 495–502.
- Chester, J.S., Spang, J.H., Logan, J.M., 1988. Comparison of thrust fault rock models to basement-cored folds in the Rocky Mountain foreland. In: Schmidt, C.J., Perry, W.J., Jr. (Eds.), *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt*. Geological Society of America Memoir 171, pp. 65–74.
- Chester, J.S., Chester, F.M., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology* 12, 903–910.
- Cobbold, P.R., Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics* 301, 1–19.
- Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K., 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology* 21, 1013–1025.
- Creuzot, G., Mercier, E., Ouali, J., Tricart, P., 1993. La tectogenèse atlasique en Tunisie

- centrale: apport de la modélisation géométrique. *Eclogae Geologica Helvetica* 8612, 609-627.
- Cristallini, E.O., Allmendinger, R.W., 2002. Back-limb trishear: A kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology* 23(2), 289-296.
- Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19, 617–620.
- Erslev, E. A., Mayborn K. R., 1997. Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the Canadian thrust belt. *Journal of Structural Geology* 19, 321-335.
- Finch, E., Hardy, S., Gawthorpe, R., 2003. Discrete element modelling of contractional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. *Journal of Structural Geology*, 25(4), 515-528.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28.
- Gallup, W.B., 1954. Geology of Turner Valley oil and gas field, Alberta, Canada. in L. M. Clark, ed., *Western Canada Sedimentary Basin*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 397–414.
- Hardy, S. and Finch, E., 2006. Discrete element modeling of the influence of cover strength on basement-involved fault-propagation folding. *Tectonophysics* 415, 225–238.
- Hardy, S. and Finch E., 2007. Mechanical stratigraphy and the transition from trishear to kink-band fault-propagation fold forms above blind basement thrust faults: a discrete-element study. *Marine and Petroleum Geology* 24, 75–90
- Hardy, S., Ford, M., 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*

16 (5), 841–854.

Hedlund, C.A., 1997. Fault-propagation, ductile strain, and displacement-distance relationships. *Journal of Structural Geology* 19, 249–256.

Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc. *Journal of Structural Geology* 21, 1089–110

Holl, J.E., Anastasio, D.J., 1995. Cleavage development within a foreland fold and thrust belt, southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology* 17, 357–369

Hubert, M., Rubbey, W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, i. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 115-166.

Jabbour M., Dhont D., Hervouët Y., Pajot E., 2007. Tectonics of the Metlaoui Chain (southern central Tunisia) from analysis of remote sensing data. *Photo-Interprétation* 43 (2), 15-22.

Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* 9, 2, 207-219.

Jamison, W.R., Pope, A., 1996. Geometry and evolution of a fault-bend fold: Mount Bertha anticline. *Bulletin of the Geological Society, America* 108, 208–224.

Labrousse, M., 1998. Modélisation numérique des plis de rupture. Applications à des exemples naturels (Rides sud - rifaines, Maroc et Cordillères ibériques, Espagne). Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

Labrousse, M., Hervouët, Y., 1999. Passage des plis de propagation aux plis de rupture. Modélisation géométrique et applications à des exemples naturels (bassins de Soria, Chaînes ibériques, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 170, 3, 285-293.

Martin, J., Mercier, E., 1996. Héritage distensif et structuration chevauchante dans une chaîne de couverture. Apport de l'équilibrage par modélisation géométrique dans le Jura nord-



- occidental. Bull. Soc. Géol. Fr. 167, 101-111, erratum p. 194.
- Masini M., Bulnes, M., Poblet J., 2009 (in press). Cross-section restoration: A tool to simulate deformation. Application to a fault-propagation fold from the Cantabrian fold and thrust belt, NW Iberian Peninsula. Journal of Structural Geology, doi:10.1016/j.jsg.2009.11.002.
- Mazzoli, S., Barkham, S., Cello, G., Gambini, R., Mattioni, L., Shiner, P., Tondi, E., 2001. Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy, J. Geol. Soc., London 158, 309–319.
- McConnel, D.A., Kattenhorn, S.A., Benner, L., 1997. Distribution of fault slip in outcrop-scale fault-related folds, Appalachian mountains. Journal of Structural Geology 19, 257–267.
- Mercier, E., 1992. Une évolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation: le transport sur le plat (modélisation et exemple). Bull. Soc. Géol. Fr. 163, 713-720.
- Mercier, E., Outtani, F., Frizon de Lamotte, D., Ghandriche, H., 1995. Geometry of fault-propagation folds: method and application-Comment. Tectonophysics 245, 11-13.
- Mercier, E., Outtani, F. and Frizon de Lamotte, D. 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. Journal of Structural Geology 19, 185-193.
- Mitra, S., 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. Bull. 74, 921-945.
- Mitra, S., 2002. Fold accommodation faults. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. Bull. 86, 1673–1694.
- Mount, V.S., Suppe, J., Hook, S.C., 1990. A forward modeling strategy for balancing cross sections. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. Bull. 74, 521-531.
- Nemcok, M., Schamel, S., Gayer, R., 2005. Thrustlets, structural architecture, thermal

- regimes, and petroleum systems. Cambridge University Press, 541 pp.
- Outtani F., Addoum B., Mercier E., Frizon de Lamotte D., Andrieux J., 1995. Geometry and kinematics of the South Atlas Front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, 249, 233-248.
- Philippe, Y., 1994. Transfer zone in the southern Jura thrust belt (Eastern France): Geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. In *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, ed. A. Mascle, 327-346. E.A.P.G. memoir.
- Piqué A., Tricart P., Guiraud R., Laville E., Bouaziz S., Amrhar M., Ait Ouali A., 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (Northafrica): an overview. *Geodinamica Acta*, 15, 3, 185-208.
- Quintero Armador, I., Mansilla Izquierdo, H., Martínez Díaz, C., 1981. San Leonardo de Yagüe. Hoja nº 348. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 40 pages. + color Map.
- Salvini, F., Storti, F., 2001. The distribution of deformation in parallel fault-related folds with migrating axial surfaces: comparison between fault-propagation and fault-bend folding. *Journal of Structural Geology* 23, 25–32.
- Storti, F., Salvini, F., 1996. Progressive rollover fault-propagation folding; a possible kinematic mechanism to generate regional-scale recumbent folds in shallow foreland belts. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 80, 174 - 193.
- Storti, F., Salvini, F., McClay, K., 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 19, 583–602.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283, 684–721.
- Suppe, J., 1985. *Principles of structural geology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, N.J., 537.
- Suppe, J., Medwedeff, D. A., 1984. Fault-propagation folding. *Geological Society of America*

Abstracts with Programs 16, 670.

Suppe, J., Medwedeff D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding.

*Eclogae Geol. Helv.*, 83, 3, 409-454.

Tang, L., Yu, Y., Jia, C., Jin, Z., 2007. Differential deformed salt-related tectonics of the Kuqa Foreland fold-thrust belt, Tarim Basin, northwest China. AAPG Annual Convention and Exhibition, 2007.

Tavani, S., Storti, F., Salvini, F., 2006. Double-edge fault-propagation folding: geometry and kinematics. *Journal of Structural Geology* 28, 19-35.

Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008. Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (4), 417-439.

Williams, G.D., Chapman, T.J., 1983. Strain developed in the hanging-walls of thrusts due to their slip/propagation rate: A dislocation model. *Journal of Structural Geology* 5, 563–571.

Williams, G.D., Chapman, T.J., 1986. The Bristol–Mendip foreland thrust belt. *J. Geol. Soc.*, London 143, 63–73.

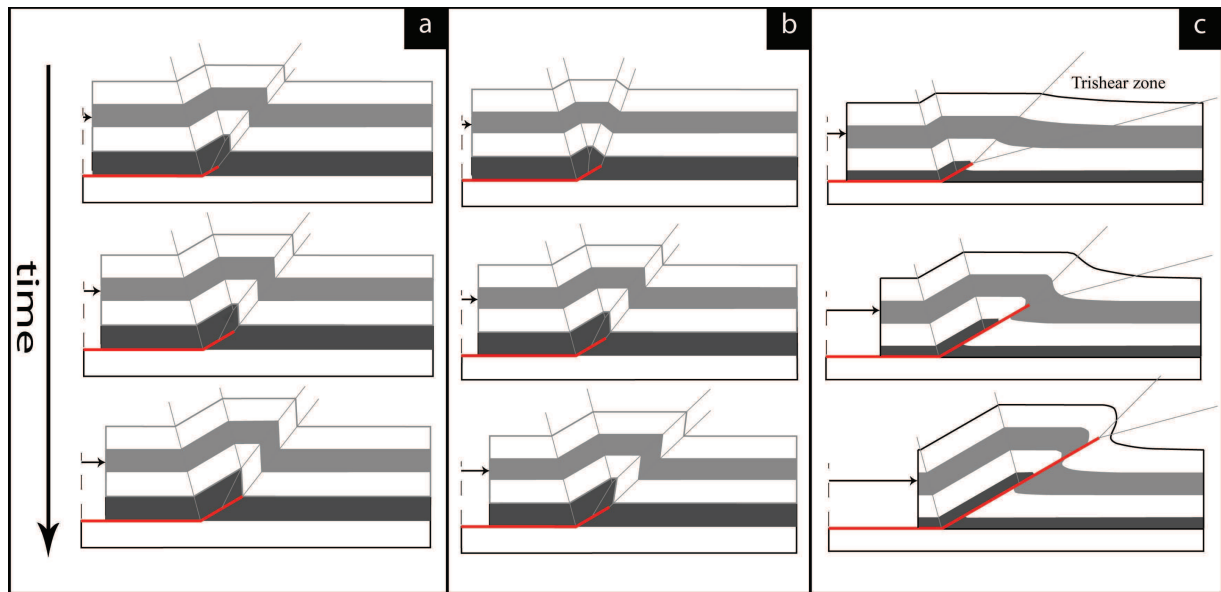
Wright, G.N., McMechan, M.E., Potter, D.E.G., 1994. Structure and architecture of the Western Canada sedimentary basin, in G. D. Mossop and I. Shetsen, compilers, *Geological atlas of the Western Canada sedimentary basin*: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and the Alberta Research Council, 25–40.

Xiao, W., Unsworth, M. J., 2006. Structural imaging in the Rocky Mountain Foothills (Alberta) using magnetotelluric exploration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 90, 321-333.

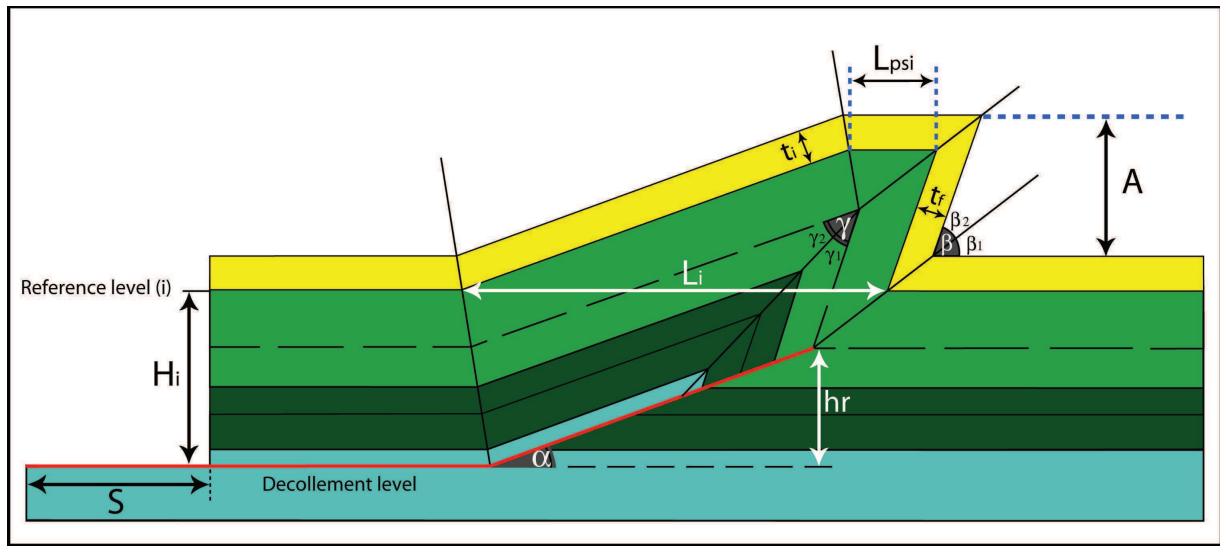
Zargouni, F., 1985. Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse, Université Louis Pasteur,

Strasbourg.

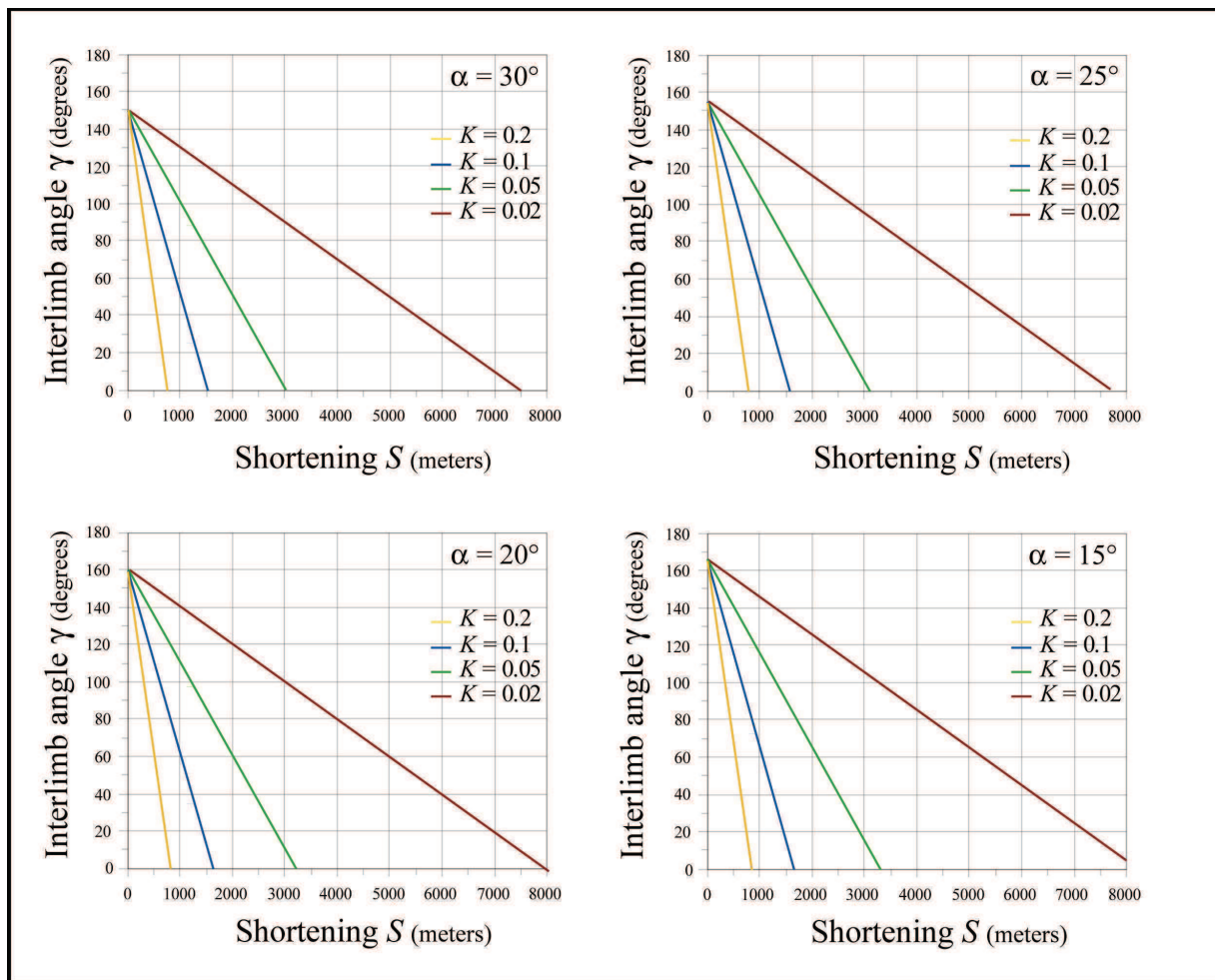
## 3.13. Figure captions



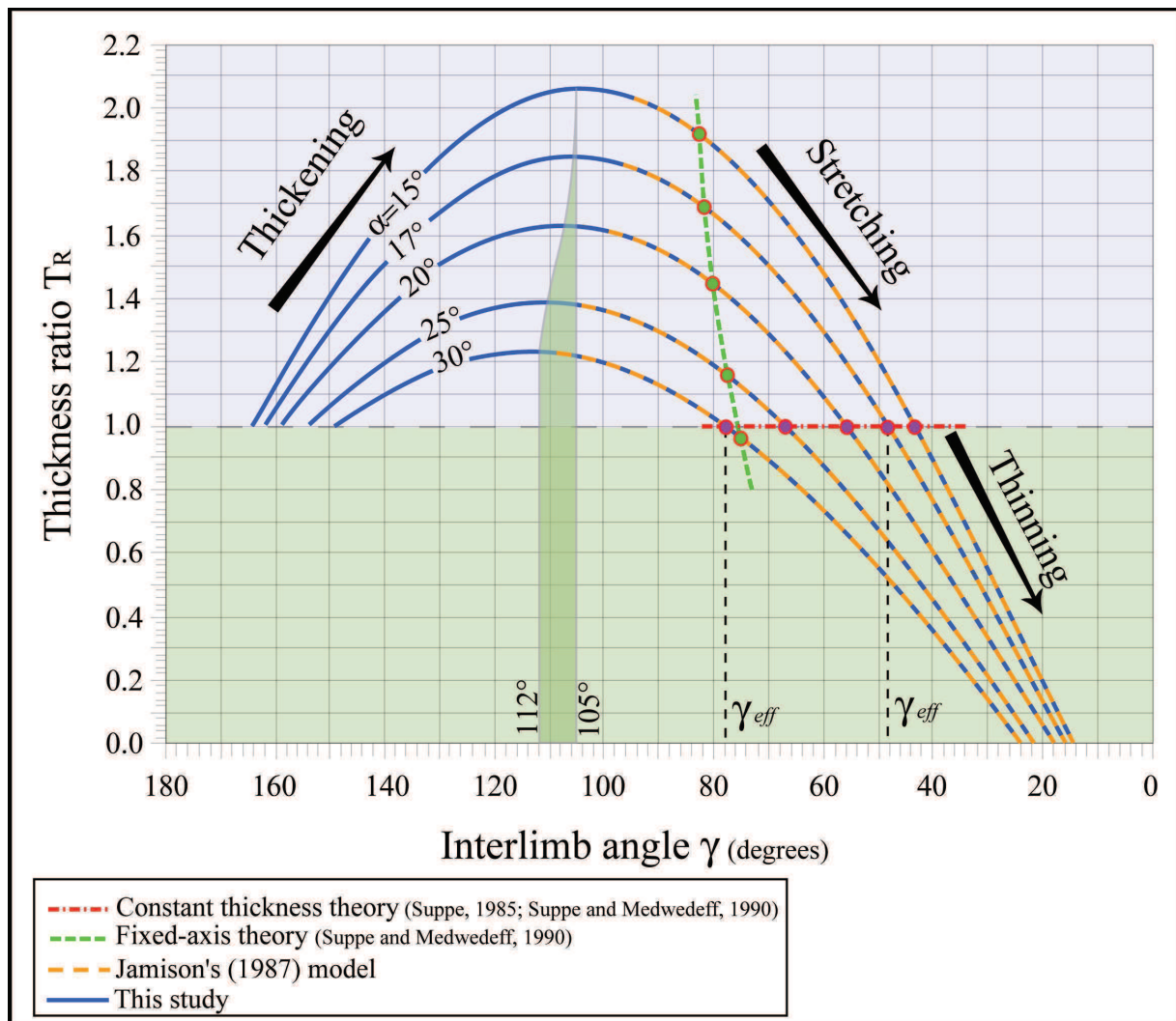
**Figure 3-1:** Geometric and kinematic evolution of the folding according to several fault-propagation models. (a) The self-similar models are characterized by a constant interlimb angle during the folding (redrawn from Suppe, 1985). (b) The time-variant model (Mitra, 1990) is defined by the rotation of the forelimb during folding. (c) The trishear defines a triangular zone of distributed shear resulting in the rotation of the forelimb together with variation of its thickness during folding (redrawn from Allmendinger, 1998).



**Figure 3-2:** Parameters of the fault-propagation fold.  $\alpha$ : ramp angle;  $\beta$ : forelimb angle;  $\gamma$ : interlimb angle;  $S$ : shortening;  $A$ : fold amplitude;  $h_r$ : ramp height;  $H_i$ : depth of the decollement level below a reference layer  $i$ ;  $L_{psi}$ : length at the top of the fold for a reference layer  $i$ ;  $L_i$ : fold wavelength for a reference layer  $i$ ;  $t_i$ : initial thickness of the layer;  $t_f$ : final thickness of the layer;  $T_R$ : thickness ratio.



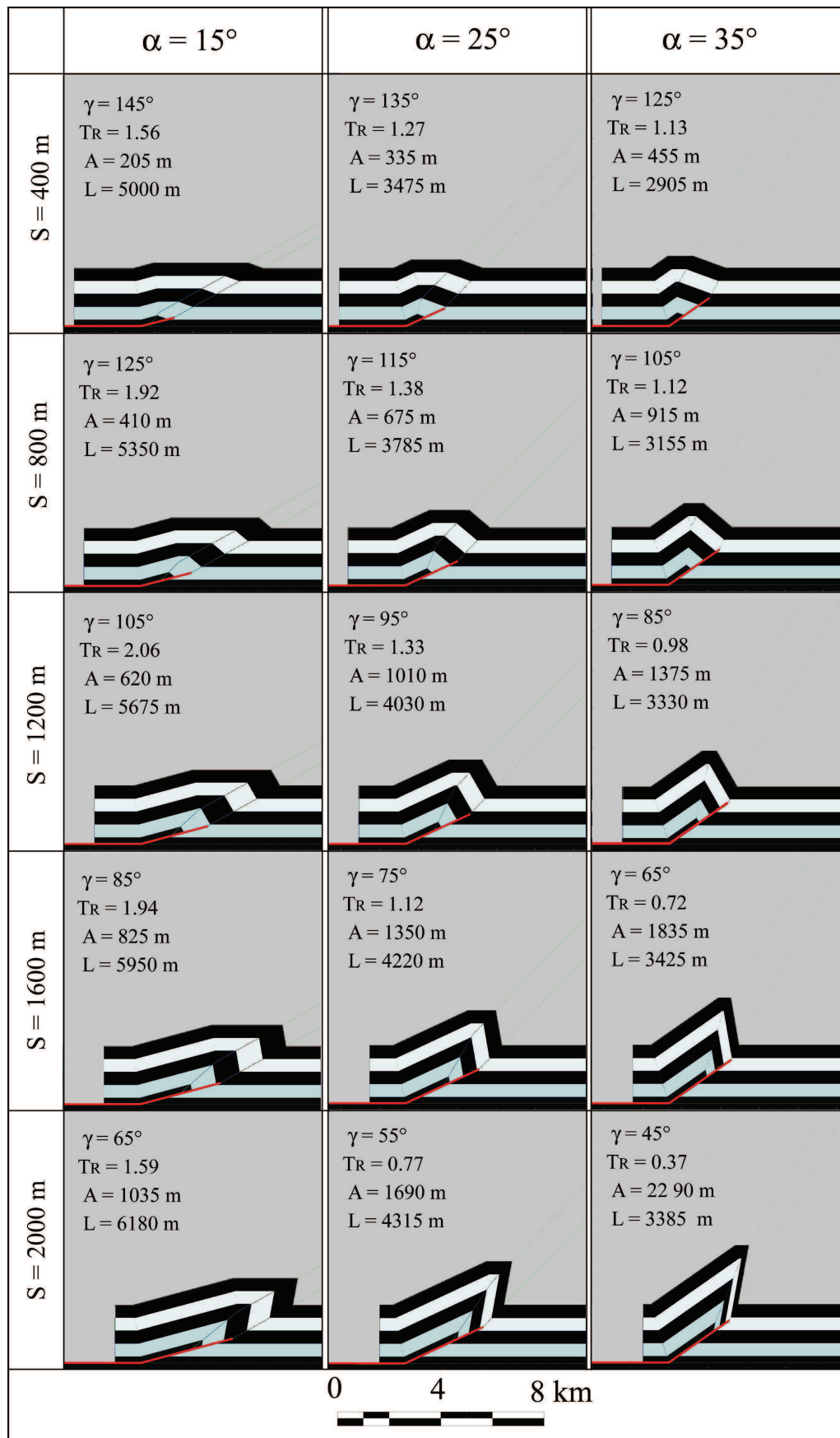
**Figure 3-3:** Diagrams showing the linear variation of the interlimb angle  $\gamma$  with the shortening  $S$  according to the equation:  $\gamma = 180^\circ - \alpha - KS$ . Charts are drawn by considering different values of parameter  $K$  (0.02; 0.05; 0.1; 0.2) and typical ramp angles observed in foreland thrust belts ( $\alpha$  varying from 15 to  $30^\circ$ ).



**Figure 3-4:** Diagrams representing the variation of the thickness ratio  $T_R$  with the interlimb angle  $\gamma$  for typical ramp angles  $\alpha$  varying from 15 to 30°. Blue curves corresponds to results obtained in this study. They show that the forelimb thickness progressively increases until it reaches a maximum value corresponding to interlimb angles of 105 to 112°. Thickness in the forelimb subsequently decreases due to stretching in relation with an increase of the fold amplitude. Stretching continues once the bed thickness returns to its initial value ( $T_R = 1$ ) defining the efficient interlimb angle  $\gamma_{eff}$  from which the forelimb subsequently thins ( $T_R < 1$ ). Dashed curves represent the geometric solutions for other self-similar models, namely the constant thickness (Suppe, 1985; Suppe and Medwedeff, 1990), fixed-axis (Suppe and Medwedeff, 1990) and Jamison's (1987) models. The scattered solutions provided by these

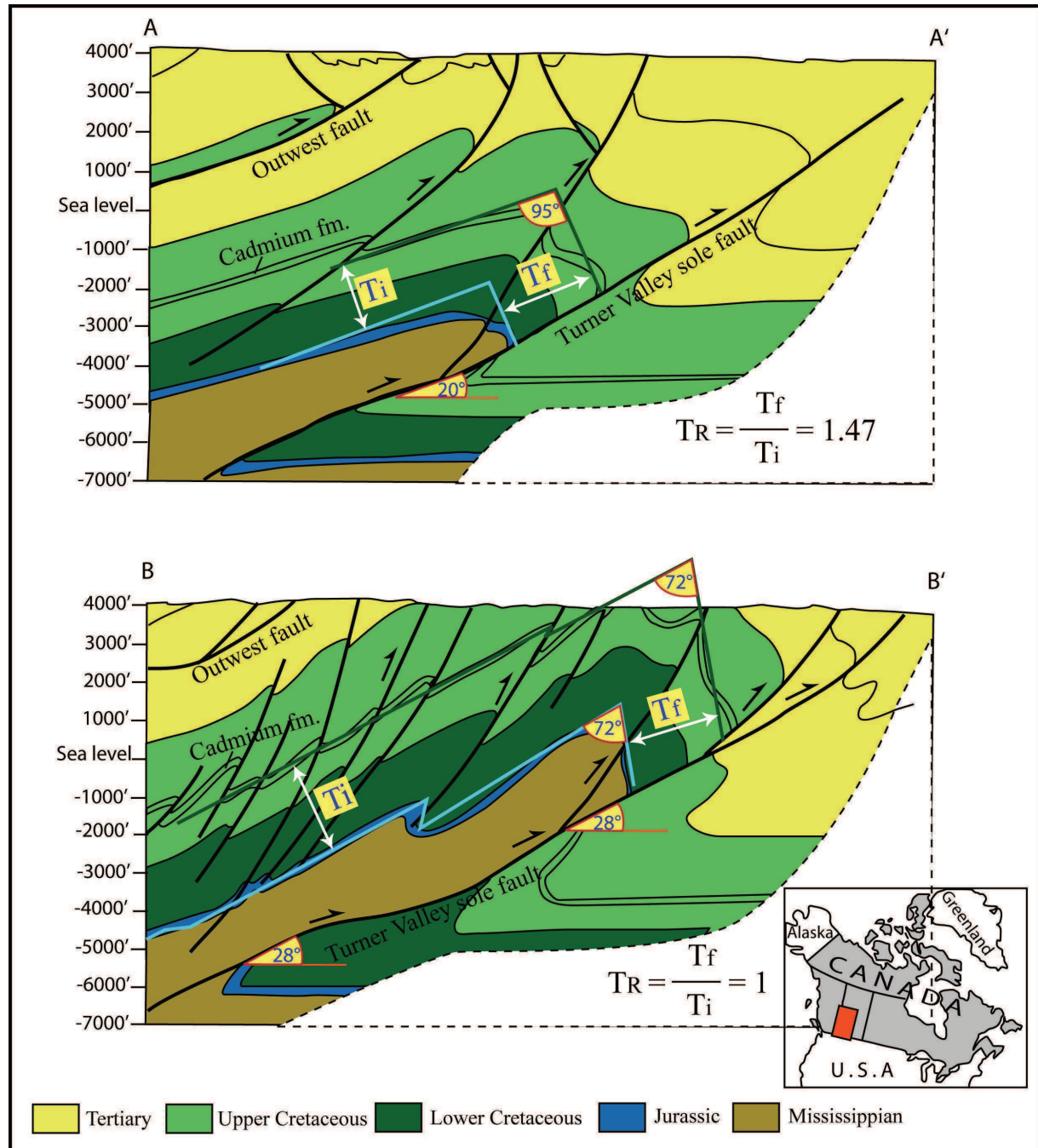


different approaches are integrated as a whole in the variable interlimb angle model presented in this study.



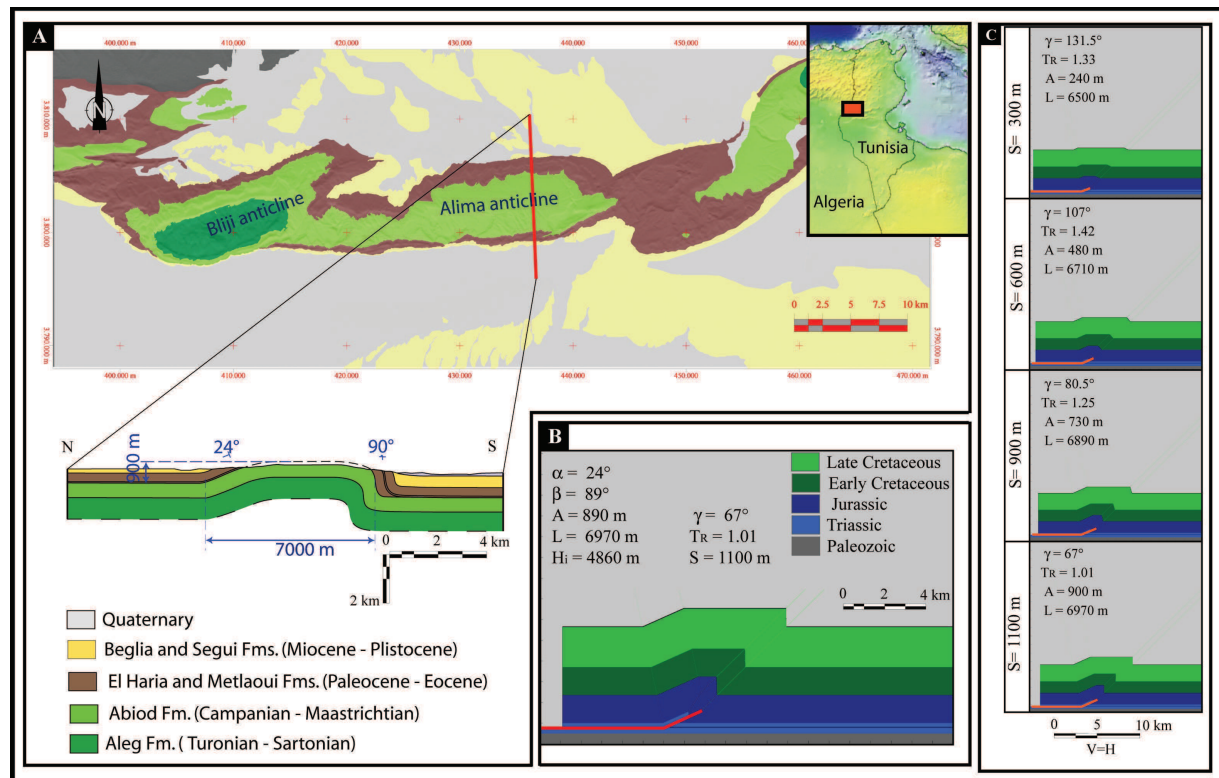
**Figure 3-5:** Pictures showing the kinematics of folding for various interlimb models based on

different ramp angles. Modelling is realized for a layer-cake system with five horizons and a decollement level located in the median part of the lowermost strata. The shortening interval is 400 m. The interlimb angle variation is controlled by the parameter  $K$  fixed at 0.05.



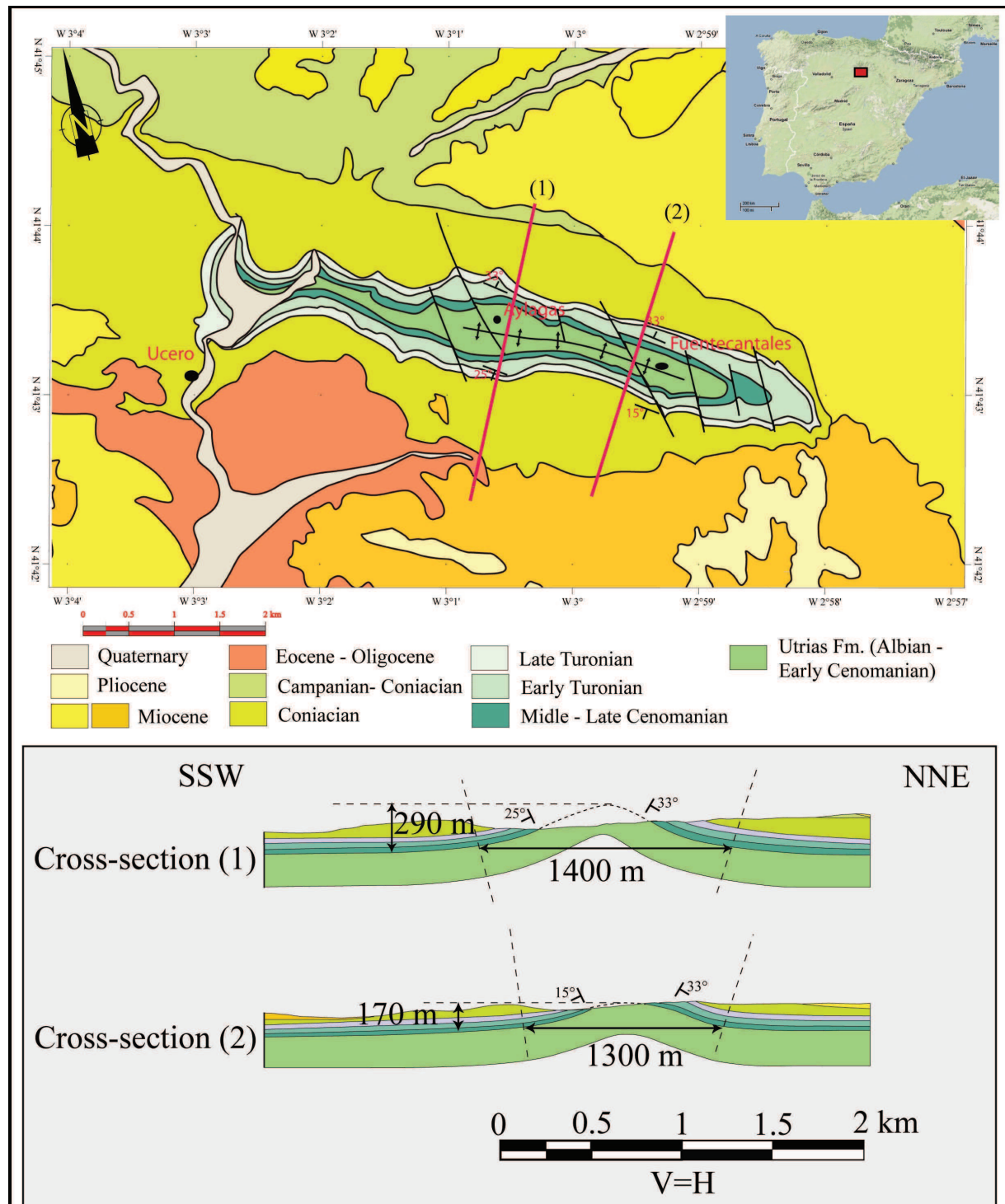
**Figure 3-6:** Cross-sections through the Turner valley anticline, Alberta Foothills (modified from Gallup, 1954 and Mitra, 1990). In the cross-section (a), the ramp and interlimb angles are 20° and 95°, respectively. Using these parameters, Eq. (9) and Figure 3-3 give a thickness

ratio of 1.59 for the Jurassic layers, in agreement with the 1.5 value measured in the forelimb. Along the second profile (b), the thickness of the Jurassic layers remains nearly constant ( $T_R = 1$ ) for ramp and interlimb angles of  $28^\circ$  and  $72^\circ$ , respectively. This is also in agreement with our calculation showing a thickness ratio of 0.98 in the forelimb.



**Figure 3-7:** (a) Geological cross-section of the Alima anticline. This cross-section has been achieved from image analysis (Landsat, Aster and SRTM DEM images) and controlled by dip data measured in the field. The backlimb and forelimb angles are  $24^\circ$ N and  $90^\circ$ , respectively. The fold amplitude  $A$  and fold wavelength  $L$  are 0.9 km and 7 km at the top of the Abiod formation, respectively. (b) Balanced cross-section of the Alima anticline using the PROFOLD code. Fold surface parameters are compatible with a decollement level located at 4.86 km below the top of the Maastrichtian, which is in agreement with the regional Triassic-Liassic decollement level highlighted by subsurface data. The fold growth corresponds to a shortening

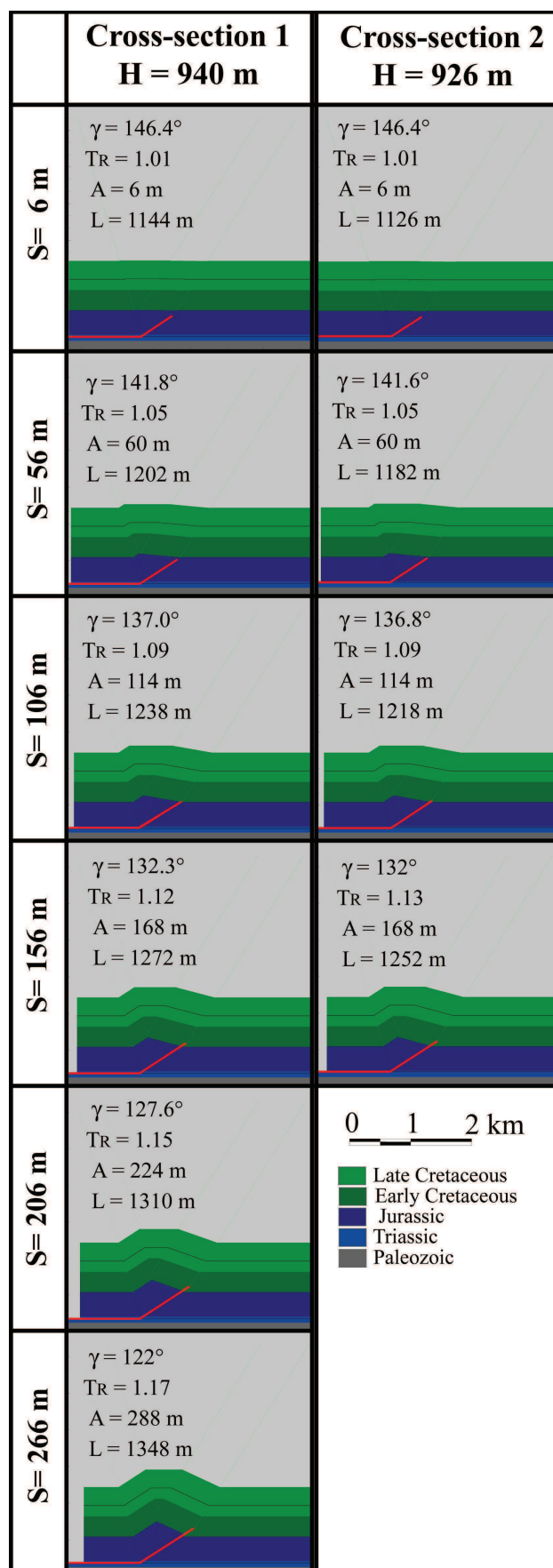
amount of 1100 m. (c) Step-by-step reconstruction of the folding of the Alima anticline.



**Figure 3-8:** Geological map and cross-sections across the Ucero anticline. The two profiles have been achieved from the analysis of the geological map (Quintero Armador et al., 1981) and the SRTM Digital Elevation Model, and ultimately controlled by dip data measured in the field. In the eastern cross-section, the backlimb and forelimb angles are  $33 \pm 2^\circ$ N and  $15 \pm$

2°S, respectively. The fold amplitude  $A$  and fold wavelength  $L$  at the top of the Utrias formation (Albian – Early Cenomanian) are 170 m and 1300 m, respectively. In the western cross-section, the backlimb and forelimb angles are  $33 \pm 2^\circ\text{N}$  and  $25 \pm 2^\circ\text{S}$ , respectively. The fold amplitude  $A$  and fold wavelength  $L$  at the top of the Utrias formation (Albian – Early Cenomanian) are 290 m and 1400 m, respectively.

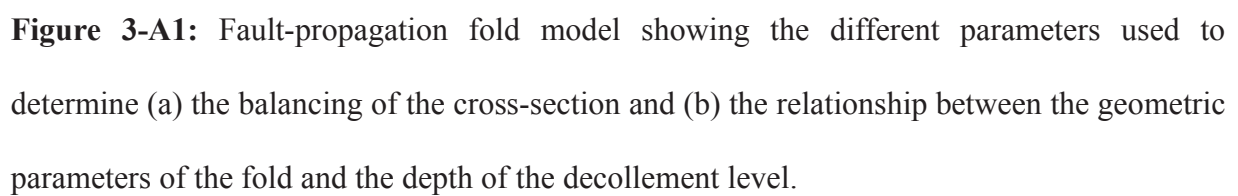


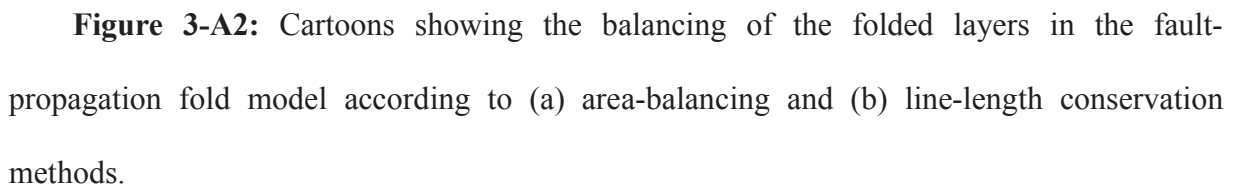


**Figure 3-9:** Results of the modelling of the Ucero anticline using the PROFOLD code. Along

both profiles, geometric reconstruction indicates that the decollement level is located at 927 m and 942 m below the top of the Utrias formation (Albian – Early Cenomanian), respectively, which corresponds to the gypseous-argillaceous series of the Late Triassic. The shortening amounts are equal to 156 m (11% of shortening rate) and 266 m (16% of shortening rate) along the eastern and western sections, respectively. Step-by-step reconstruction shows a similar folding evolution along both cross-sections until 156 m of shortening, corresponding to the total displacement along the eastern profile. Folding is more pronounced in the central part of the anticline (western profile) where the shortening reaches 266 m.







## **Chapitre IV**



## 4. Quantification de l'évolution du pli sur propagation de faille

### 4.1. Introduction

La plupart des modèles de plissement considèrent que l'évolution tardive du pli est une partie intégrante de la déformation plicative. Selon les modèles classiques, la rupture du pli est la conséquence du blocage de la faille dans les strates et l'augmentation de la contrainte dans le flanc externe du pli (Suppe et Medwedeff, 1990; Chester et Chester, 1990; Mitra, 1990, 2002; Mercier et al., 1997). L'augmentation de la contrainte ne pouvant pas être quantifiée par des modèles cinématiques, le blocage de la faille reste la seule explication pour rendre compte de la rupture du pli. La théorie de la propagation linéaire de la faille durant le plissement entraîne que ce blocage s'initie instantanément. Toutefois, aucun modèle ne contraint ce blocage de façon quantitative. La propagation linéaire de la rampe est aussi la base du modèle trishear qui suppose que le rapport  $P/S$  est fixe durant le plissement (Erslev, 1991; Erslev et Mayborn, 1997; Hardy et Ford, 1997). Comme le propose Allmendinger (1998), la variation de ce rapport pourrait alors rendre compte de l'évolution tardive du pli en relation avec la propagation de la faille, mais aucun travail n'a encore été fait en ce sens.

Dans le modèle cinématique que nous avons présentée dans le chapitre précédant, nous avons montré que le plissement atteint un état de rupture à partir duquel le déplacement ne peut plus être accommodé par un plissement sur propagation de faille. Nous utiliserons cette modélisation pour caractériser l'évolution du pli sur propagation de faille après sa rupture en précisant les conditions géométriques nécessaires à cette évolution. Bien que le principe de la méthode repose sur la cinématique du pli, nous tenterons de relier l'évolution du pli à l'intensité de la déformation et à la lithologie. Nous analyserons ensuite le rapport  $P/S$  pour proposer une méthode qui rende compte de l'évolution du pli avec le temps. Nous discuterons aussi de la compatibilité de cette évolution avec le mécanisme de plissement, ainsi que son implication sur la rupture du pli. Ceci nous permettra de définir des règles reliant la rupture, la géométrie du pli et sa cinématique d'évolution en fonction de l'augmentation du déplacement.

### 4.2. Quantification analytique de l'évolution tardive du plissement

Afin de déterminer les conditions aux limites définissant un état de rupture du plissement,

il est nécessaire d'étudier les relations entre l'évolution de la faille et l'amplitude du pli et de sa longueur d'onde au cours du plissement.

#### 4.2.1. Évolution de la hauteur de la rampe au cours du plissement

Les relations 8, 9 et 6 (chapitre 3) peuvent respectivement s'écrire comme suit:

$$A = 2S \sin \alpha \quad (4-1)$$

$$h_r = 2S \sin^2 \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-2)$$

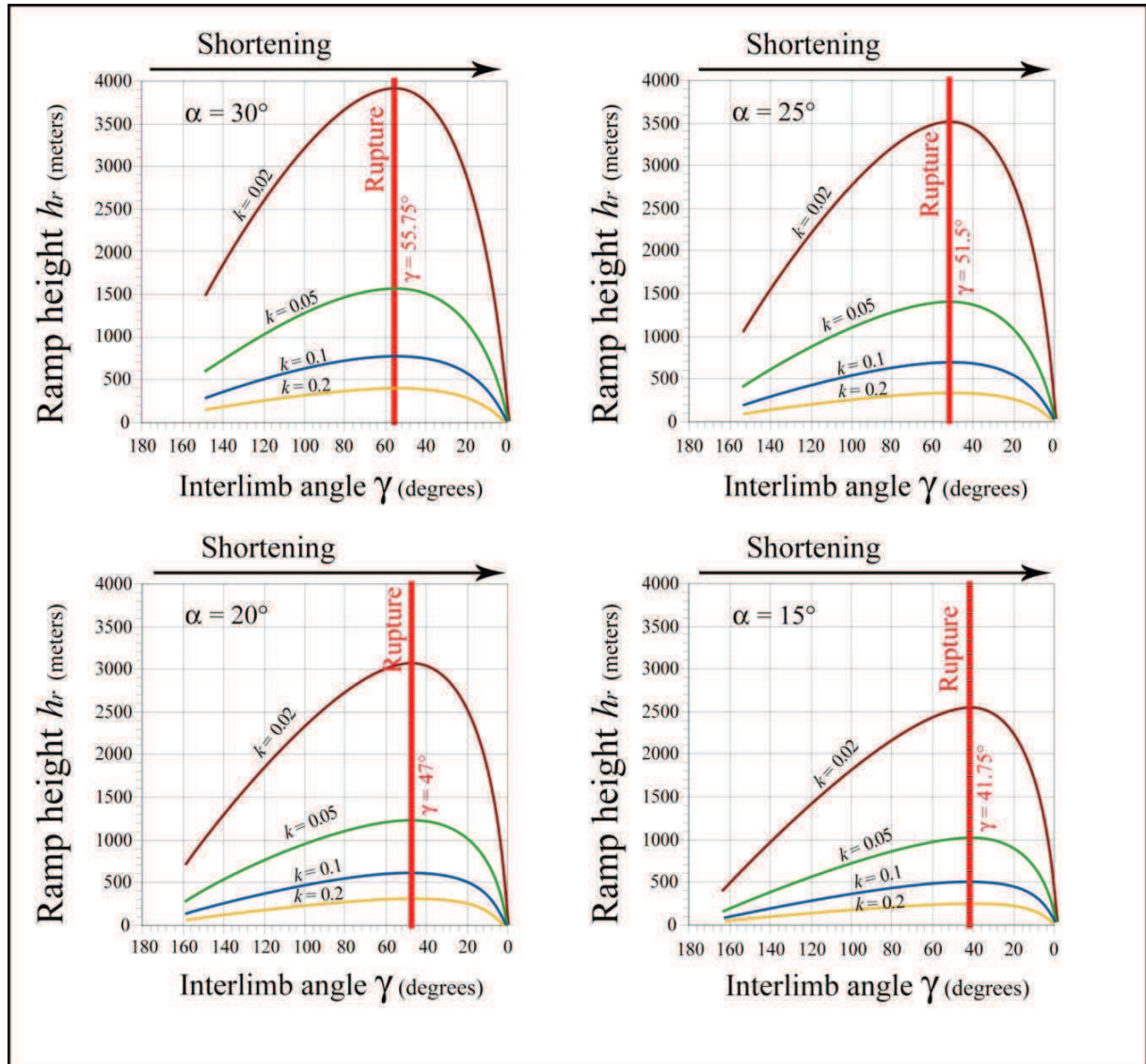
$$S = \frac{\gamma + \alpha - 180^\circ}{K} \quad (4-3)$$

En substituant l'Eq. 4-3 dans les Eqs. 4-1 et 4-2, nous obtenons:

$$A = 2 \frac{\gamma + \alpha - 180^\circ}{K} \sin \alpha \quad (4-4)$$

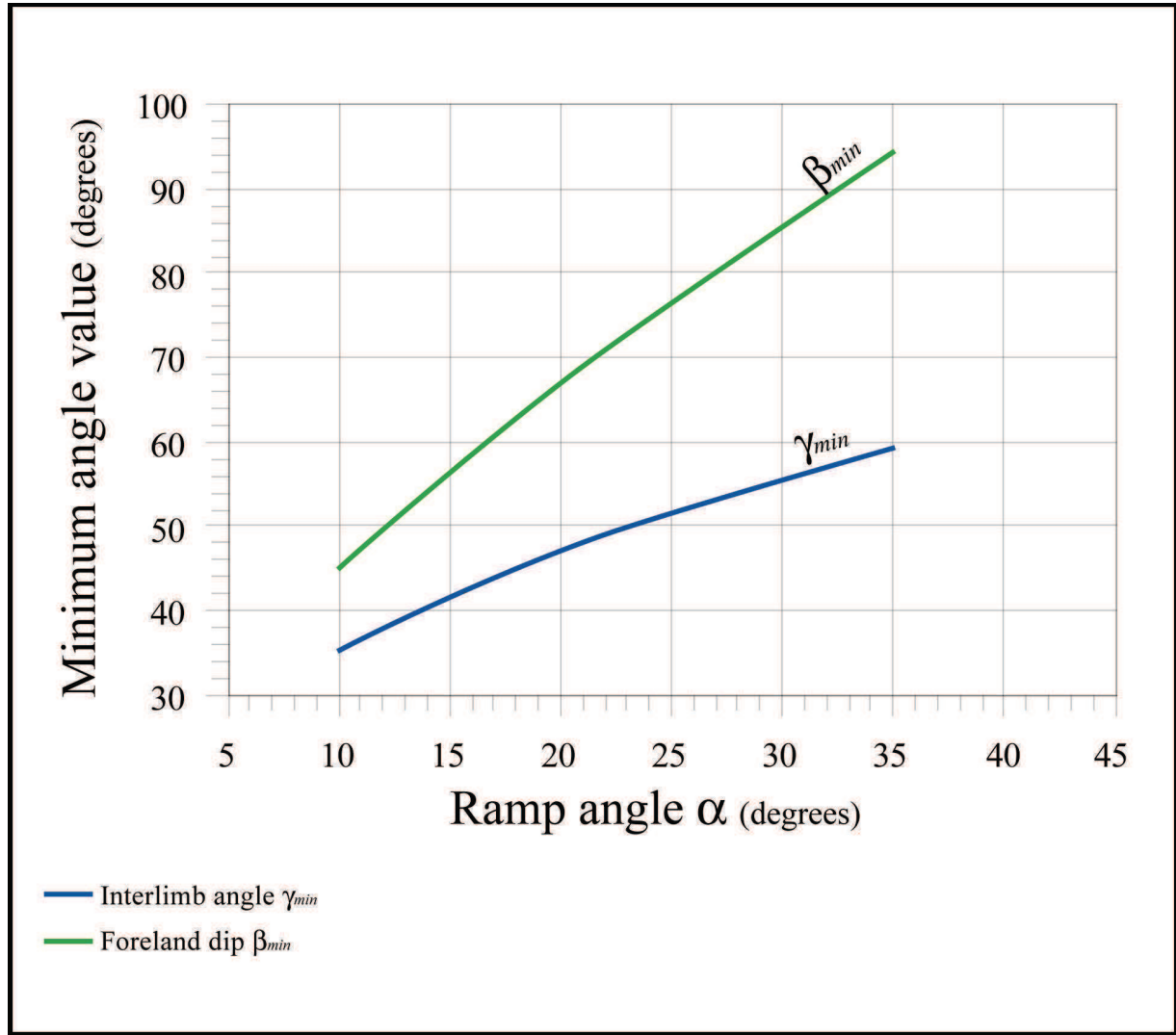
$$h_r = 2 \frac{\gamma + \alpha - 180^\circ}{K} \sin^2 \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-5)$$

L'Eq. 4-4 montre que l'amplitude du pli  $A$  évolue linéairement avec l'angle inter-flancs  $\gamma$  pour un angle de rampe donné. Mais ce n'est pas le cas de la variation de la hauteur de la rampe  $h_r$ . En effet, à partir de l'Eq. 4-1, nous avons établi des abaques représentant la variation de la hauteur de la rampe en fonction de l'angle inter-flancs  $\gamma$  pour des angles de rampe typiques des bassins d'avant-pays (de  $15^\circ$  à  $30^\circ$ ) et pour plusieurs valeurs de la constante  $K$  (de 0,02 à 0,2 °/m) (Figure 4-1). Pour un angle de rampe donné, ces abaques montrent que la hauteur de la rampe augmente avec le déplacement jusqu'à atteindre un maximum correspondant à une valeur d'angle inter-flancs à partir de laquelle la hauteur de la rampe commence à diminuer. Ce maximum est indépendant de la constante  $K$ , mais il est directement lié à l'angle de la rampe. La hauteur de la rampe ne pouvant logiquement pas diminuer au cours de l'évolution du pli, ce maximum pourrait correspondre à une valeur limite minimale atteinte par l'angle inter-flancs à partir de laquelle le plissement sur propagation de faille n'accommode plus le déplacement. Passé cette limite, le plissement devient inactif et un autre type de déformation devrait s'initier comme par exemple la création de failles de rupture.



**Figure 4-1:** Variation de la hauteur de la rampe  $h_r$  en fonction de l'angle inter-flancs  $\gamma$ . Cette variation est calculée pour des angles de rampe typiques des bassins d'avant pays (15, 20, 25 et  $30^\circ$ ) et pour différentes valeurs de la constante  $K$ .

A partir de l'Eq. 4-5, nous avons calculé cette limite  $\gamma_{min}$  pour des angles de rampe de  $10^\circ$  à  $35^\circ$ , ainsi que les valeurs du plongement du flanc externe  $\beta_{min}$  correspondant (Figure 4-2). Ainsi, le serrage du pli est plus intense dans les plis à faible angle de rampe car les valeurs minimales de l'angle d'inter-flancs  $\gamma_{min}$  varient entre  $35^\circ$  et  $59^\circ$  pour des angles de rampe allant de  $10^\circ$  à  $35^\circ$ . Le flanc externe est inverse si l'angle de la rampe est inférieur à  $32,5^\circ$  et normal dans le cas contraire. Ceci implique que les angles de rampe faibles favorisent davantage le plissement avant la rupture, définie par les valeurs minimales de l'angle d'inter-flancs  $\gamma_{min}$ .



**Figure 4-2:** Courbes montrant la valeur minimale de l'angle inter-flancs  $\gamma_{min}$  et du plongement du flanc externe du pli sur propagation de faille  $\beta_{min}$  en fonction de l'angle de la rampe à partir duquel le pli sur propagation de faille n'accomode plus le déplacement.

#### 4.2.2. Évolution de la largeur du pli

La largeur du pli  $L_i$ , mesurée entre les deux charnières synclinales, est exprimée dans la relation qui lie l'amplitude du pli et la profondeur du niveau du décollement:

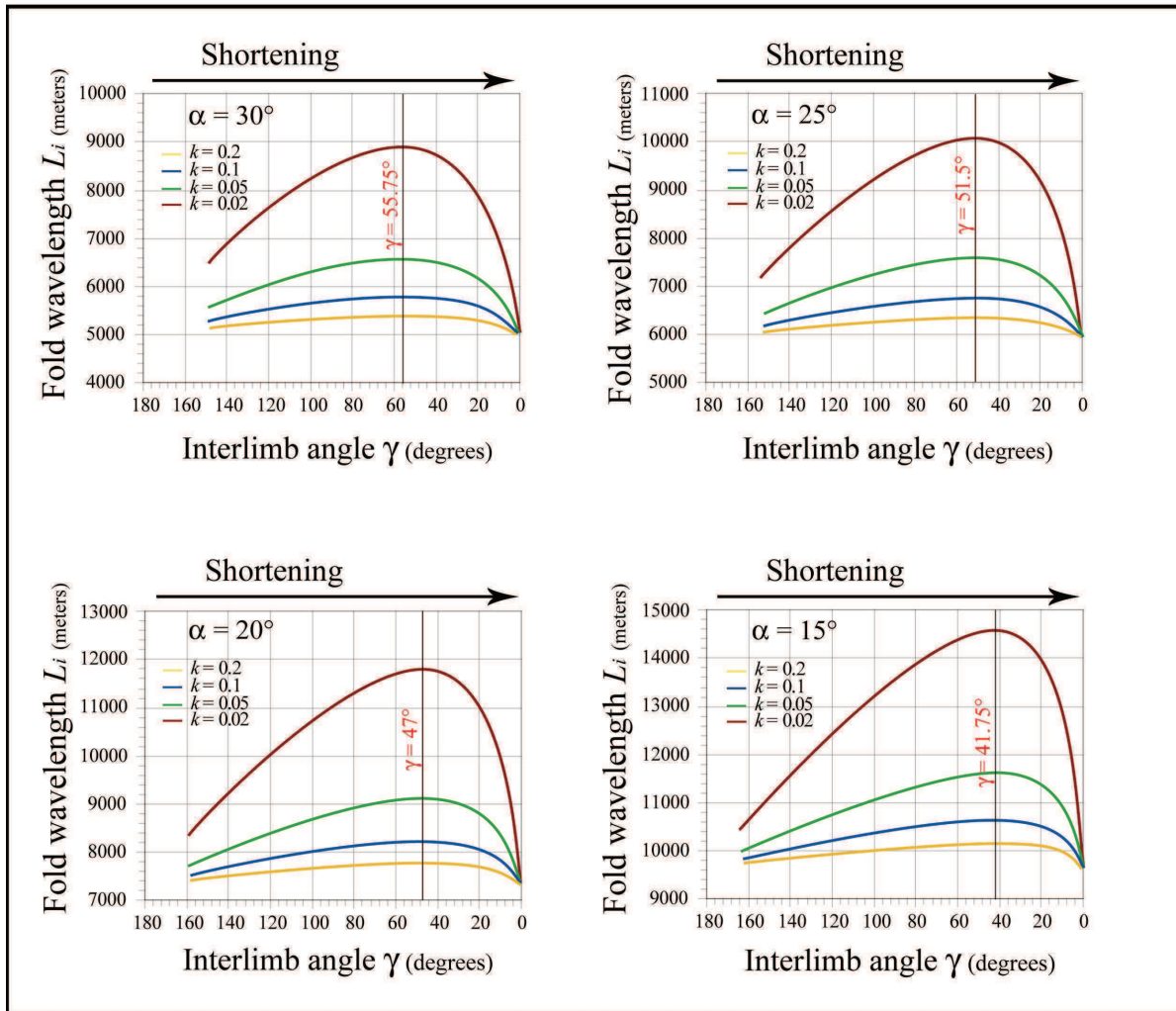
$$H_i = \frac{L_i - A \cot \alpha + A \cot(\gamma + \alpha)}{\tan \frac{\alpha}{2} + \frac{T_R + \cos(\gamma + \alpha)}{\sin(\gamma + \alpha)}} + A \sin \alpha [\cot \alpha - \cot(\gamma + \alpha)] \quad (4-6)$$

La largeur du pli peut alors s'écrire :



$$L_i = (H_i - A \sin \alpha [\cot \alpha - \cot(\gamma + \alpha)]) \left( \tan \frac{\alpha}{2} + \frac{T_R + \cos(\gamma + \alpha)}{\sin(\gamma + \alpha)} \right) + A \cot \alpha - A \cot(\gamma + \alpha) \quad (4-7)$$

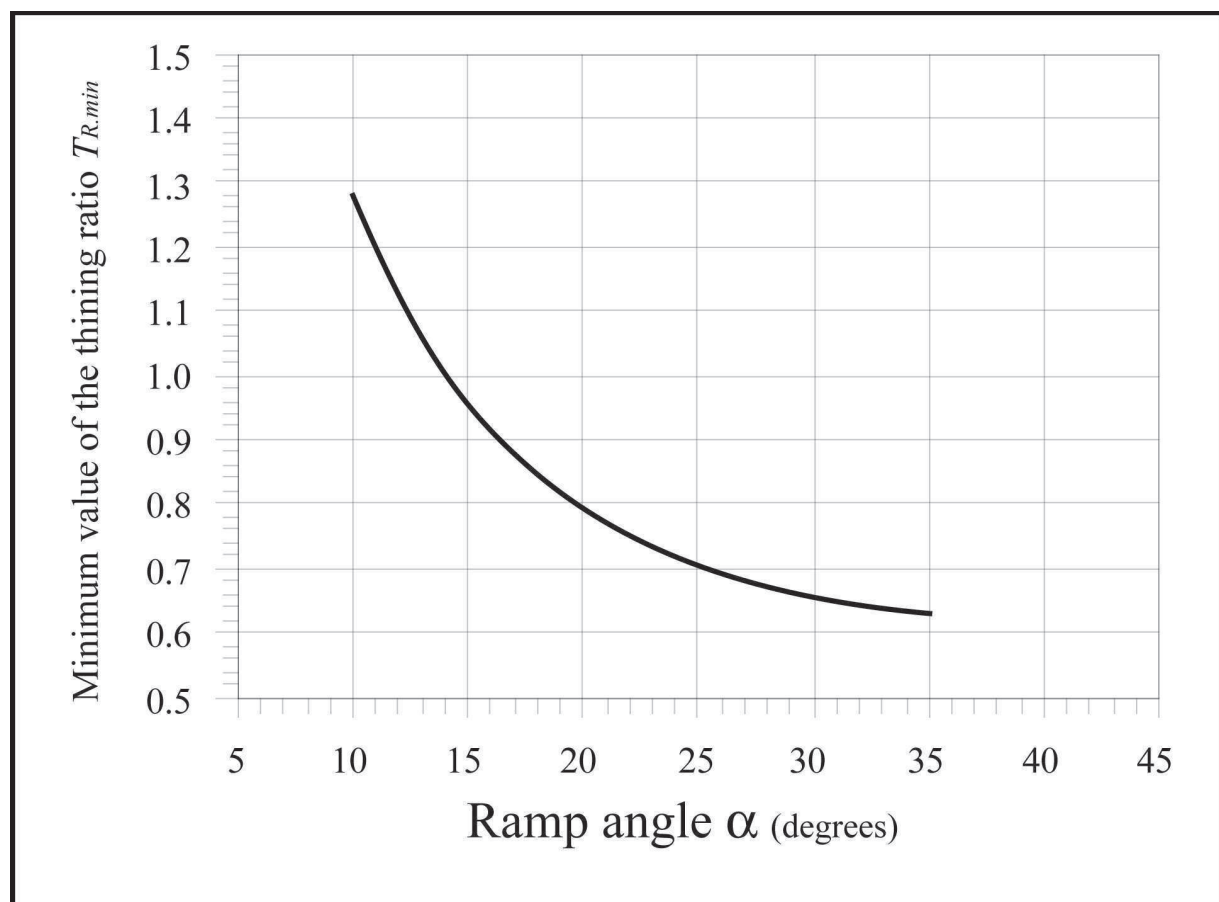
Pour un niveau de décollement donné, nous avons établi des courbes exprimant l'évolution de la largeur du pli au cours du plissement selon l'équation (4-7) (Figure 4-3). La largeur du pli varie de façon identique à la hauteur de la rampe comme nous l'avons montré sur la Figure (4-1). De la même façon, la largeur du pli augmente avec le plissement jusqu'à ce que l'angle inter-flancs ait atteint une valeur limite à partir de laquelle cette largeur de pli diminue. Le calcul des valeurs limites de l'angle inter-flancs donne les mêmes solutions géométriques que celles obtenues pour l'angle d'inter-flancs minimal  $\gamma_{min}$  explicitées dans la Figure (4-2).



**Figure 4-3:** Variation de la largeur du pli  $L_i$  avec l'angle inter-flancs  $\gamma$ . La variation est calculée pour des angles de rampe typiques des bassins d'avant pays (15, 20, 25 et 30°) et pour différentes valeurs de la constante  $K$ . La profondeur du niveau de décollement est fixée à 5000 m.

### 4.2.3. Implication du l'état de rupture du pli sur l'épaisseur du flanc externe

Selon l'Eq. 15 du chapitre 3, la valeur minimale limite de l'angle inter-flancs  $\gamma_{min}$  est associée à une valeur limite du taux d'épaississement dans le flanc externe du pli  $T_{Rmin}$ . Nous avons exprimé cette valeur en fonction de l'angle de la rampe sur la Figure 4-4 qui montre que le taux d'épaississement minimum varie entre 1,28 et 0,63 pour des angles de rampe variant de  $10^\circ$  à  $35^\circ$ . Ainsi, à partir du point où le pli atteint son état de rupture, le flanc externe s'amincit pour les angles de rampe supérieurs à  $14^\circ$  ( $T_{Rmin} < 1$ ) alors qu'il s'épaissit pour des plongements supérieurs ( $T_{Rmin} > 1$ ).



**Figure 4-4:** Variation de la valeur minimale limite du taux d'épaississement du flanc externe du pli  $T_{Rmin}$  en fonction de l'angle de la rampe.

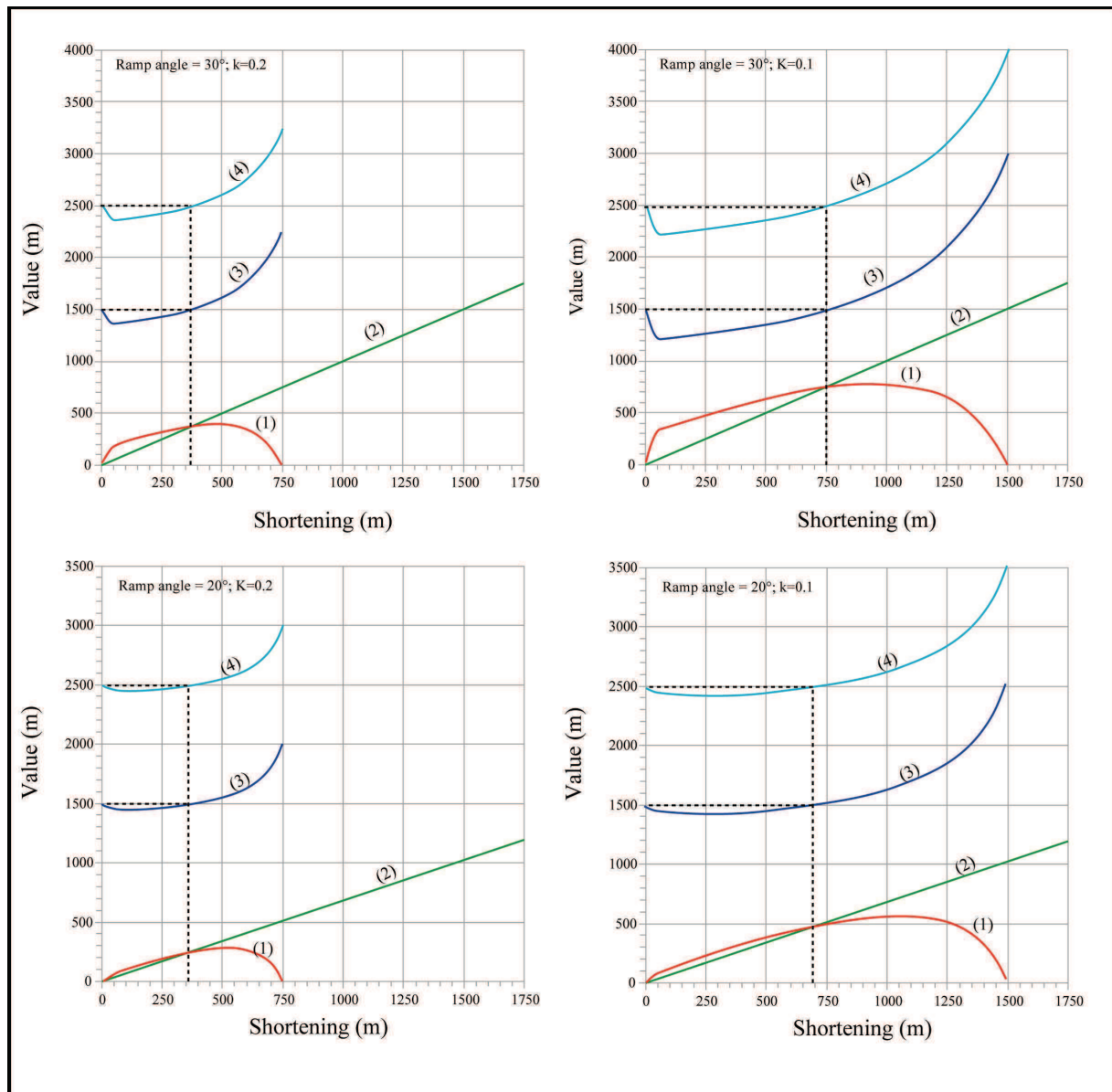
### 4.3. *Géométrie du pli à son état de rupture*

#### 4.3.1. Propagation de la faille au cours du plissement

A partir d'une analyse géométrique de l'évolution de la rampe au cours du plissement, notre modélisation cinématique montre que le pli sur propagation de faille atteint un état de rupture à partir duquel la hauteur de la rampe diminue en fonction du raccourcissement. Dans le cas où la déformation a lieu après le dépôt des couches, la propagation de la rampe entraîne une diminution de l'épaisseur des bancs non faillés et la faille émerge en surface. Avec le plissement, la faille devrait donc se propager avec plus de facilité dans les couches étirées où la charge sédimentaire décroît au dessus de la pointe de la rampe. Cette proposition est cependant contradictoire avec le blocage de la rampe à une hauteur maximale que nous venons de décrire précédemment.

Pour comprendre pourquoi la rampe se bloque alors qu'il reste une faible épaisseur sédimentaire à traverser, nous avons pris en considération la charge des couches au-dessus de la pointe de la faille dans notre modélisation. Cette charge sédimentaire intègre l'épaisseur des couches au toit de la faille et la croissance de l'amplitude du pli dans les couches sous-jacentes exerçant un poids qui s'ajoute à celui des couches non faillées. Pour cela, nous avons exprimé l'évolution de la hauteur de la rampe  $h_r$  et de l'amplitude du pli  $A$  avec le déplacement pour des angles de rampe  $\alpha$  de 20 et 30° et pour des valeurs de la constante  $K$  de 0,1 et 0,2 °/m (Figure 4-5). Pour chaque cas, nous avons calculé l'épaisseur de la charge sédimentaire sur la pointe de la faille pour deux niveaux de décollement situés respectivement à 1500 et 2500 m.

La Figure (4-5) montre une certaine homogénéité pour les différents cas. Dans les premiers stades du plissement, la hauteur de la rampe est plus importante que l'amplitude du pli, ce qui implique un amincissement des couches au dessus de la pointe de la faille. Ces deux valeurs atteignent ensuite un état d'équilibre ( $h_r = A$ ) où l'épaisseur des couches revient à l'épaisseur initiale avant la déformation. Après cet état d'équilibre, l'amplitude du pli est supérieure à la hauteur de la rampe et l'épaisseur sédimentaire augmente rapidement avec le déplacement. Cette augmentation d'épaisseur pourrait alors freiner la propagation de la rampe.



**Figure 4-5:** Évolution des différents paramètres du pli sur propagation de faille au cours du plissement: (1) hauteur de la rampe  $h_r$ , (2) amplitude du pli  $A$ , (3) et (4) épaisseur de la charge sédimentaire sur le tipe-line de la faille pour deux niveaux de décollement situés respectivement à 1500 m et 2500 m de profondeur. Dans les premiers stades du plissement, la hauteur de la rampe est plus importante que l'amplitude du pli, ce qui implique une baisse de l'épaisseur active sur le tipe-line de la faille. Ensuite, ces deux valeurs atteignent un état d'équilibre ( $h_r = A$ ) où l'épaisseur active des couches retrouve l'épaisseur initiale des couches déformées. Après cet état d'équilibre, l'amplitude du pli est plus importante que la hauteur de la rampe, et l'épaisseur active augmente considérablement avec l'augmentation du déplacement par rapport à l'épaisseur initiale.

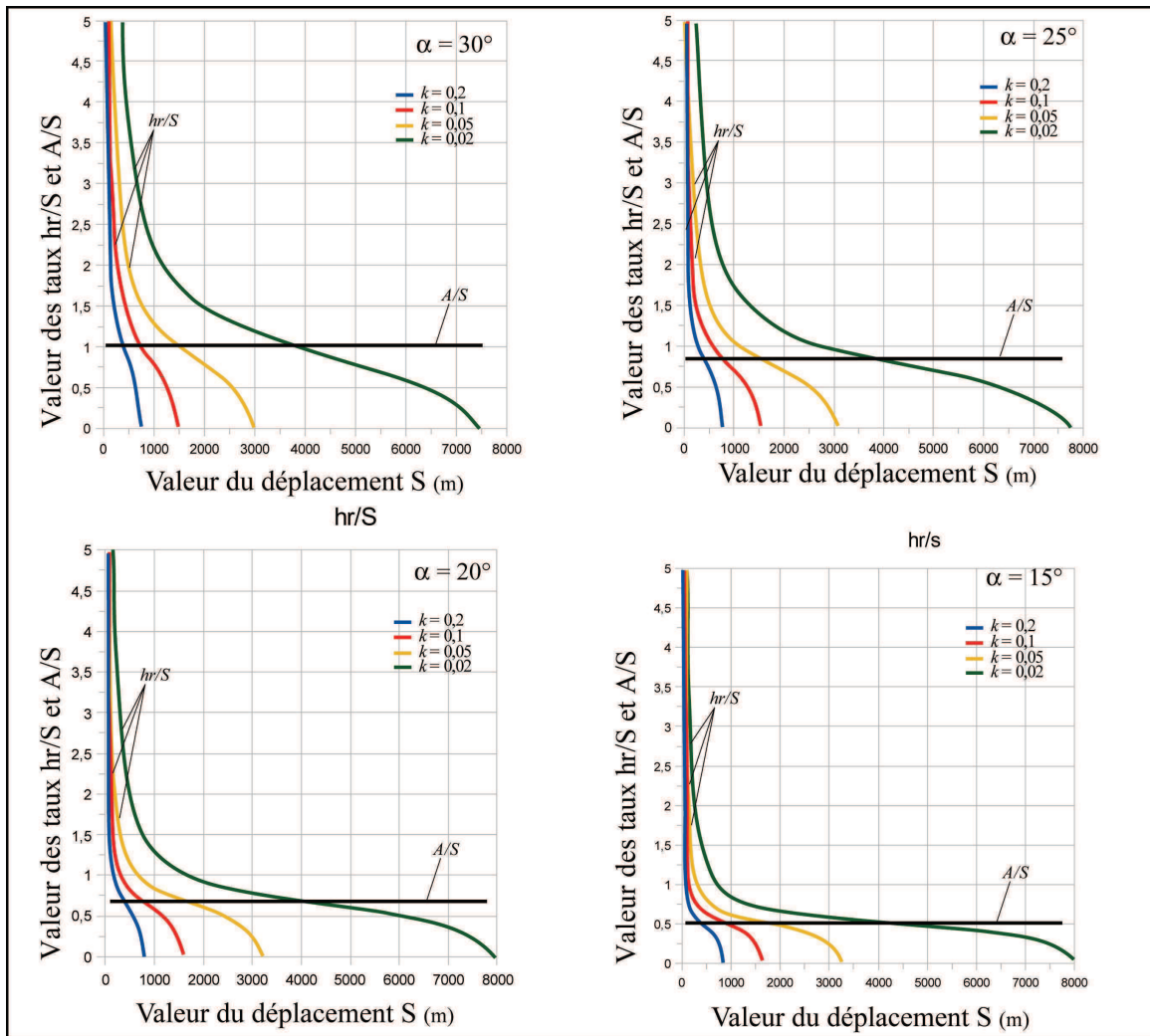
### 4.3.2. État mature du plissement

Le pli atteint son état mature quand la hauteur de la rampe est égale à l'amplitude du pli ( $h_r = A$ ) (Figure 4-5). Pour caractériser cet état mature, nous avons défini les taux  $h_r/S$  et  $A/S$  qui expriment respectivement l'évolution de la hauteur de la rampe et de l'amplitude du pli en fonction du déplacement.

Ces deux rapports peuvent être tirés des Eqs. 4-1 et 4-2 :

$$\frac{A}{S} = 2 \cdot \sin \alpha \quad (4-8)$$

$$\frac{h_r}{S} = 2 \sin^2 \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-9)$$



**Figure 4-6:** Évolution des rapports  $h_r/S$  et  $A/S$  en fonction de l'augmentation du déplacement pour différents angles de rampe ( $\alpha = 15, 20, 25$  et  $30^\circ$ ) et de constante  $K$  (0,02, 0,05, 0,1 et 0,2 degrés.m<sup>-1</sup>).

Pour étudier l'évolution de ces rapports, nous avons calculé leurs valeurs pour différents angles de rampe et de constante  $K$  (Figure 4-6). La figure montre que le rapport  $A/S$  reste constant en fonction du déplacement car il ne dépend que de l'angle de la rampe (voir Eq. 4-8). Par contre, le rapport  $h_r/S$  diminue avec le plissement à partir d'une valeur infinie jusqu'à la valeur nulle. L'état mature du pli, représenté par le point d'équilibre entre la rampe et l'amplitude du pli, est représenté par l'intersection entre les deux courbes. Il est fonction de l'angle de la rampe pour une constante  $K$  donnée. Par exemple, pour une constante  $K$  de 0,02, l'équilibre est atteint après 3750 m et 4000 m de déplacement pour des angles de rampe de  $30^\circ$  et  $15^\circ$  respectivement. La figure (4-6) montre également que l'évolution du rapport  $A/S$  n'est pas liée à la constante  $K$ . Par contre, le rapport  $h_r/S$  est très sensible à la variation de cette constante en raison de son influence sur la hauteur de la rampe. Les faibles valeurs de  $K$  impliquent un état mature en lien avec un déplacement plus important. Pour un angle de rampe de  $15^\circ$ , cet état mature de pli est atteint après 4000 m et 1600 m de déplacement pour des valeurs de  $K$  de 0,02 et 0,05 respectivement.

Afin de contraindre l'état mature du pli uniquement en fonction de sa géométrie, c'est-à-dire en s'affranchissant de la constante  $K$ , il est nécessaire d'étudier les variations des rapports  $h_r/S$  et  $A/S$  avec l'évolution du plissement qui s'exprime par la variation de l'angle inter-flancs du pli (Eqs. 4-8 et 4-9). La variation de ces deux rapports montre que l'état mature du pli est contrôlé par l'angle de la rampe (Figure 4-7). Plus l'angle de la rampe est faible, moins le pli sera serré lorsqu'il atteint son état mature. Par exemple, l'état mature est atteint lorsque les angles inter-flancs du pli sont respectivement de  $80^\circ$  et de  $75^\circ$  pour des angles de rampe de  $20^\circ$  et  $30^\circ$ . Cet état mature s'exprime alors en fonction de l'angle de la rampe et de l'angle inter-flancs quand la relation suivante est satisfaite :

$$\frac{A}{S} = \frac{h_r}{S} \quad (4-10)$$

En substituant les Eqs. (4-8) et (4-9) dans l'Eq. (4-10), nous obtenons :

$$\sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right) = 1 \quad (4-11)$$

La solution existe lorsque l'angle inter-flancs  $\gamma$  et l'angle de rampe  $\alpha$  satisfont la relation :

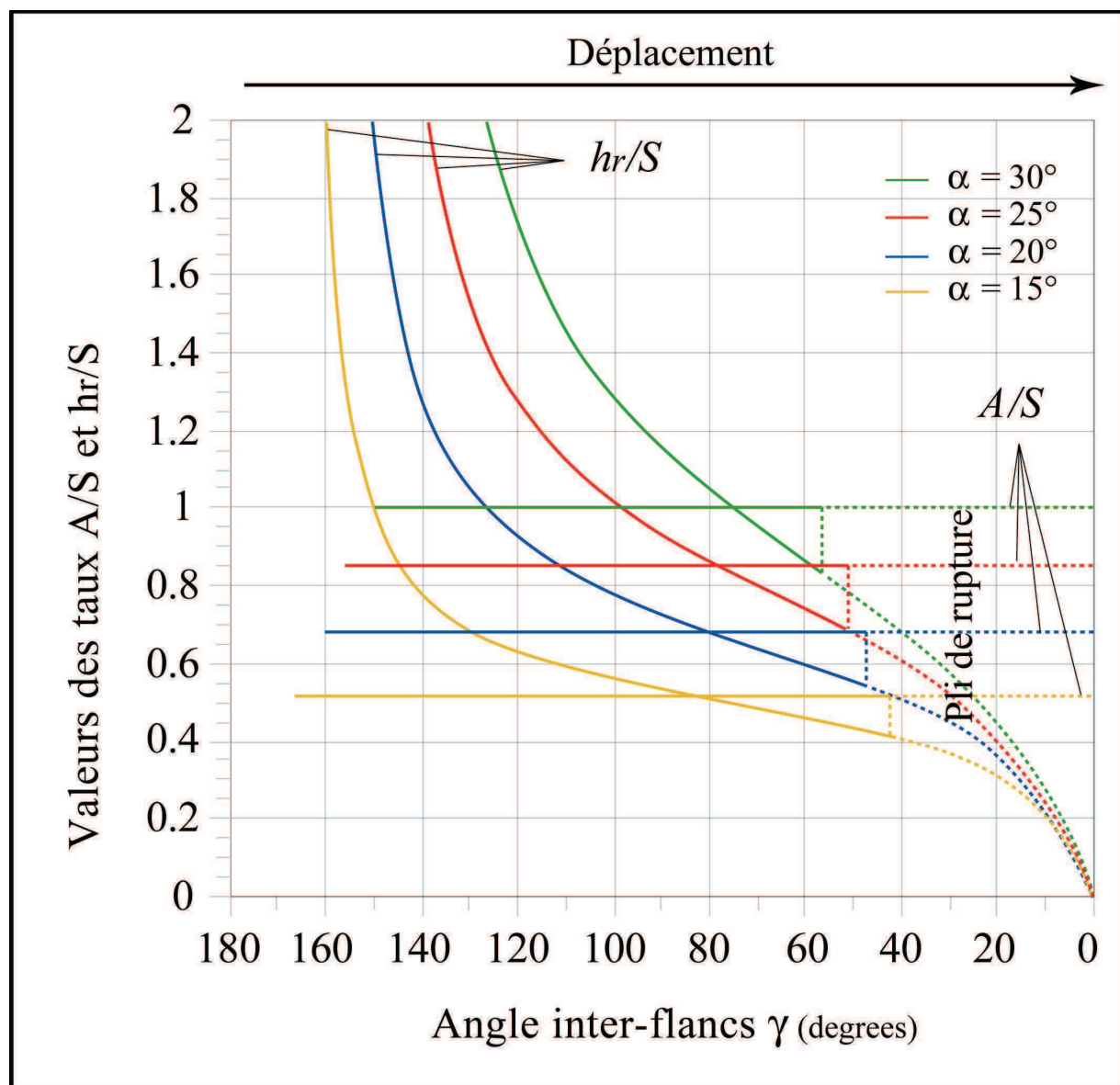


$$\gamma = 90^\circ - \frac{\alpha}{2} \quad (4-12)$$

ce qui signifie que le flanc externe reste à l'endroit puisque son plongement  $\beta$  est donné par la relation :

$$\beta = 90^\circ + \frac{\alpha}{2} \quad (4-13)$$

Cette équation correspond exactement à la théorie du plan fixe proposée par Suppe et Medwedeff (1990).



**Figure 4-7:** Évolution des rapports  $hr/S$  et  $A/S$  avec le plissement en fonction de la variation de l'angle inter-flancs du pli. Les deux rapports sont calculés pour des angles de rampe  $\alpha$  de 15, 20, 25 et 30°. Le point d'équilibre entre ses deux rapports est contrôlé par

*l'angle de la rampe. Les segments en pointillés représentent l'évolution des deux rapports après l'état de rupture du pli (voir les Figures 4-1 , 4-2 et 4-3).*

Les valeurs minimales de l'angle inter-flanc correspondant à l'état de rupture du pli ont été projetées sur les courbes représentant les rapports  $h_r/S$  et  $A/S$  pour caractériser la limite entre le plissement sur propagation de faille et la déformation tardive du pli.

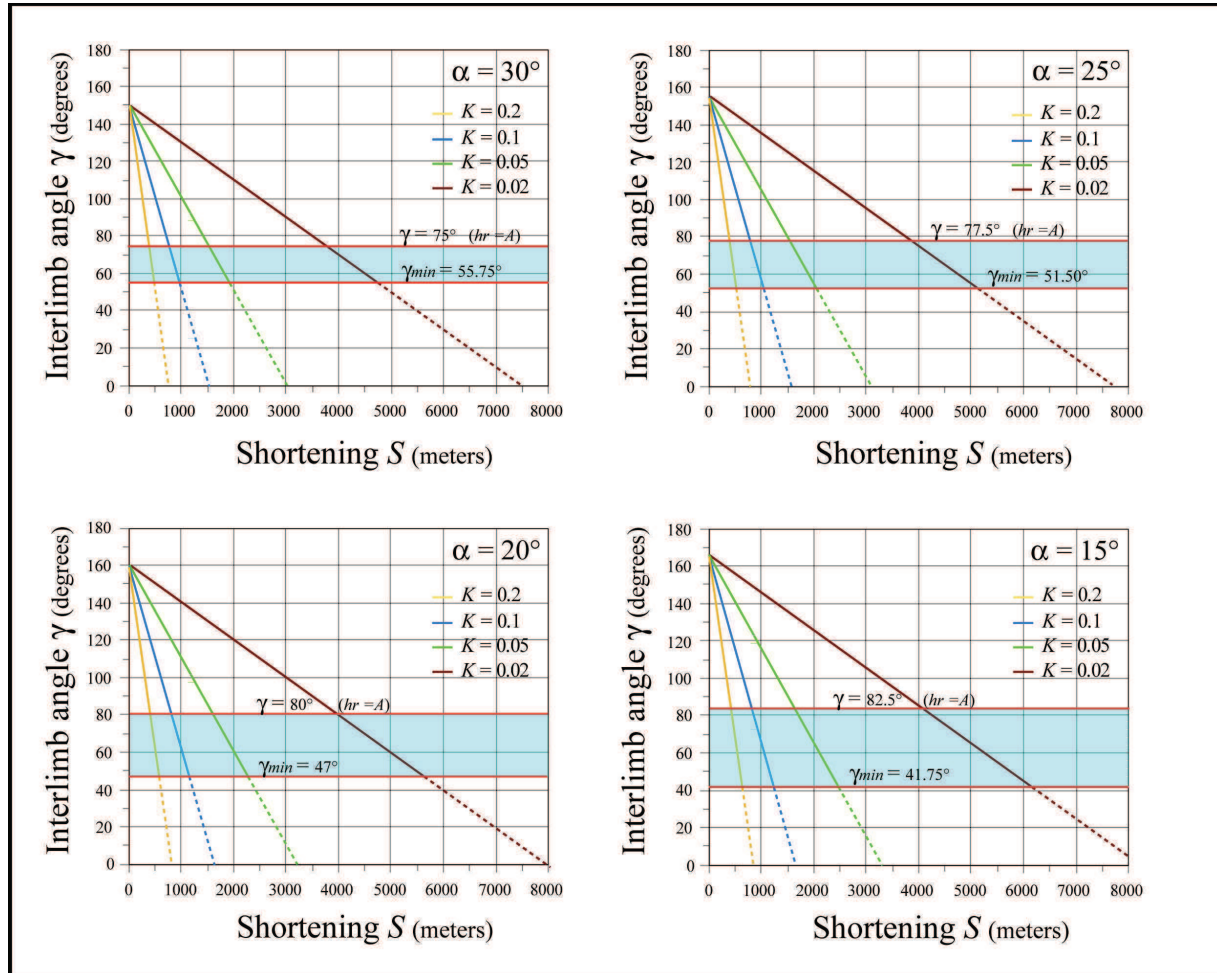
#### **4.3.3. Les différentes phases de plissement**

Au cours de l'évolution du plissement, nous avons défini deux états géométriques correspondant à l'état mature du pli (Figures 4-6, 4-7) et à son état de rupture (Figures 4-1, 4-2, 4-3, 4-4) qui permettent de compléter le modèle de plissement sur propagation de faille à angle inter-flancs variable (Figures 4-8 et 4-9). La Figure (4-8), qui représente la variation de l'angle inter-flancs avec le déplacement, permet de distinguer deux phases principales au cours de l'évolution du pli. La première s'étend du début du plissement (déplacement nul) jusqu'à l'état mature correspondant à la théorie du plan fixe de Suppe et Medwedeff (1990). Durant cette phase, la propagation de la rampe est plus rapide que la croissance verticale du pli comme le montre aussi la Figure (4-5). Le plissement se développe à l'aplomb de la rampe qui accommode une grande partie du déplacement, notamment en lien avec l'amincissement des couches au dessus de sa pointe (Figure 4-5). La deuxième phase débute à partir de l'état mature du pli jusqu'aux conditions minimales du plissement (voir les Figures 4-1, 4-2 et 4-3). Durant cette phase, l'amplitude du pli croît davantage que la propagation de la rampe (Figure 4-5). Ceci implique que la faille accommode moins de déplacement par rapport à la croissance verticale du pli. Cet état est caractérisé par une augmentation de l'épaisseur des couches au dessus de la pointe de la faille (Figure 4-5). Cette phase correspond à un stade critique où le pli ne peut pas absorber toute la matière déplacée, nécessitant la mise en place d'autres modes de déformation pour accommoder le raccourcissement. Ces derniers sont généralement liés à l'initiation de nouvelles failles se propageant dans le pli qui se traduira alors latéralement pour accommoder l'ensemble du déplacement (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Mercier, 1997).

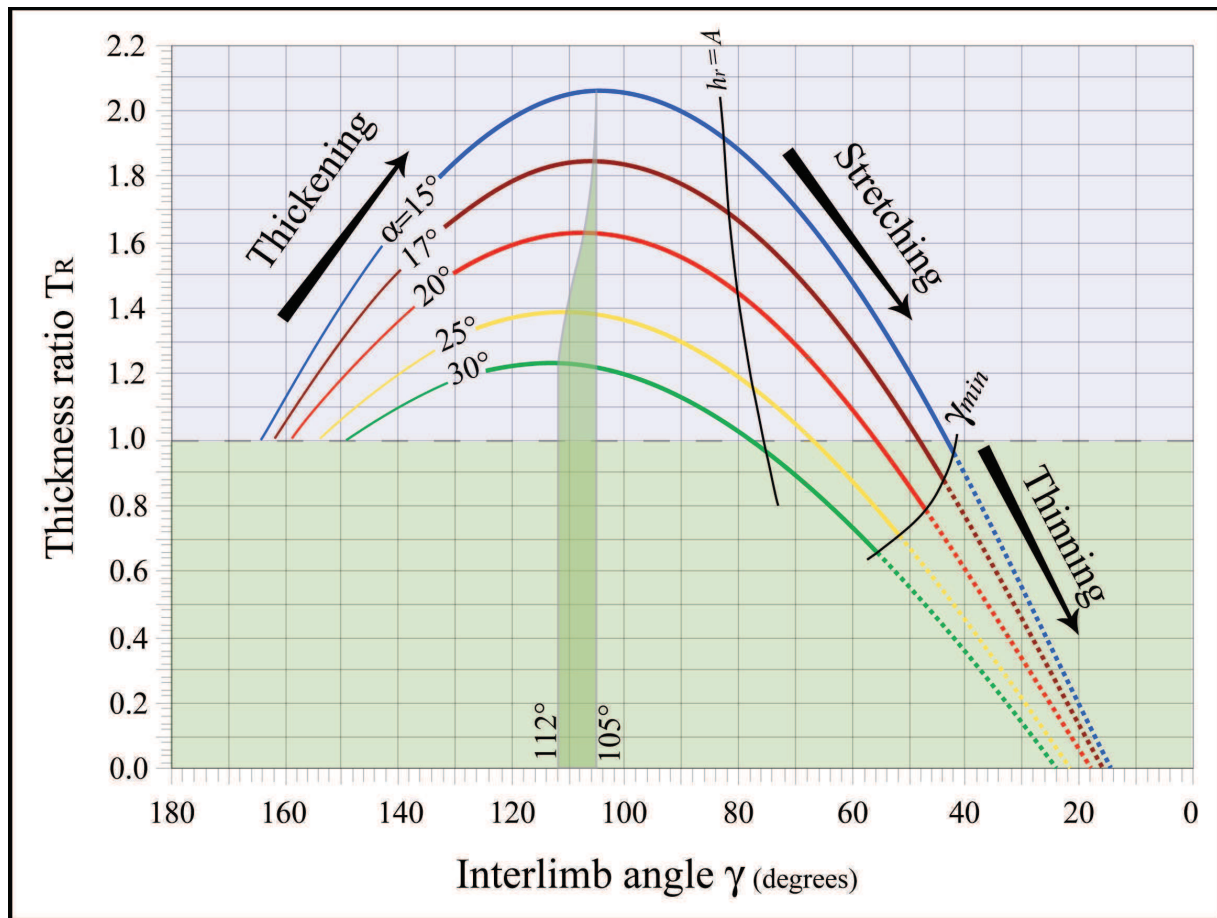
L'état mature du pli correspond à un stade essentiel dans l'évolution du plissement. Avant d'obtenir cet état, le mécanisme principal de déformation est la propagation de la rampe car elle accommode la majorité du déplacement. Après cet état mature, ce mécanisme devient secondaire par rapport à la croissance du pli. La majeure partie de l'évolution du pli est dominée par la propagation de la faille qui l'emporte sur la croissance du pli avec



l'augmentation de l'angle de la rampe. Ainsi, la déformation liée à la propagation de la faille correspond au mécanisme principal qui s'opère au cours du plissement.



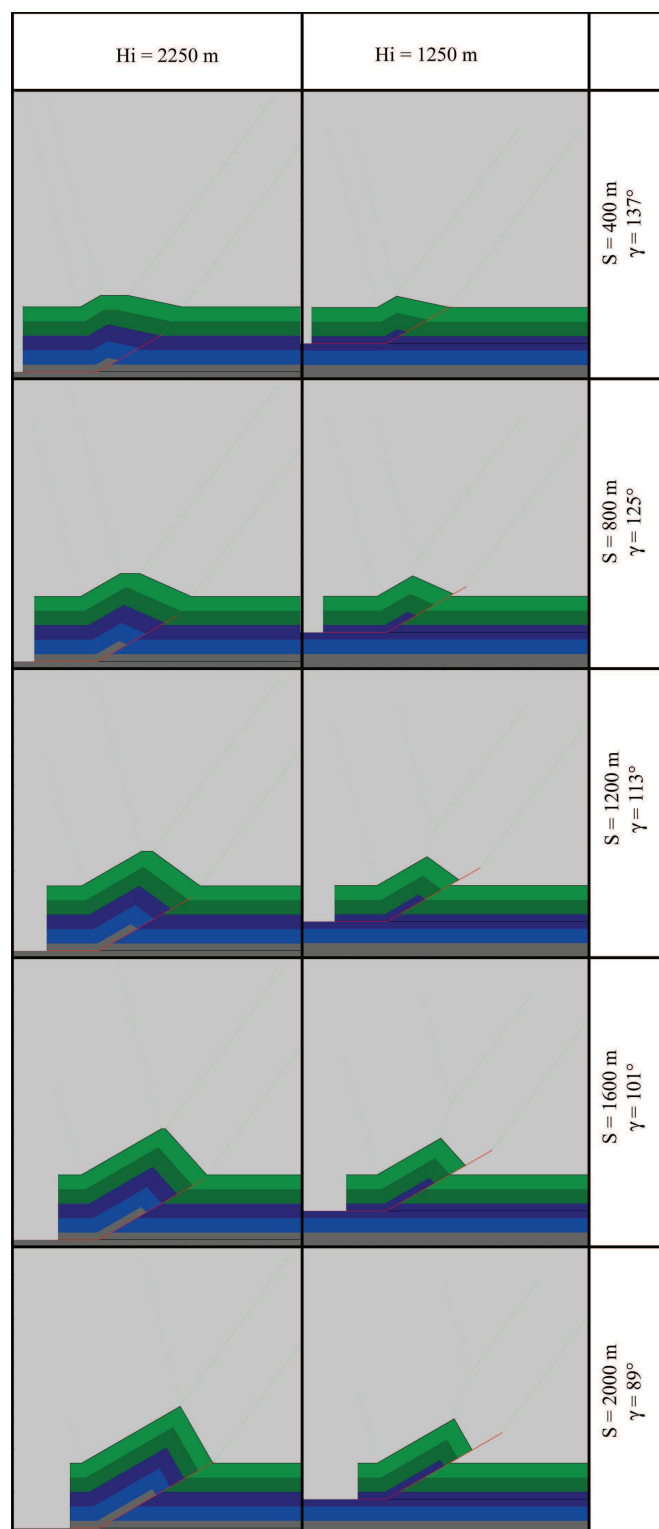
**Figure 4-8:** Évolution de l'angle inter-flancs du pli avec le déplacement après la projection de l'état mature et l'état de rupture du pli. Ces deux états définissent deux phases principales au cours de l'évolution du pli sur propagation de faille. Durant la première phase qui s'étend du début du plissement jusqu'à l'état mature du pli, la propagation de la rampe est plus importante que la croissance verticale du pli. Durant la deuxième phase qui s'étend à partir de l'état mature du pli jusqu'aux conditions minimales du plissement (voir les Figures 4-1 , 4-2 et 4-3), l'amplitude du pli croît davantage que la propagation de la rampe (voir la Figure 4-5).



**Figure 4-9:** Évolution de l'épaisseur du flanc externe en fonction de l'angle inter-flancs et l'angle de la rampe après la projection de l'état mature et de l'état de rupture du pli. Le pli atteint son état mature avec un flanc externe aminci si l'angle de la rampe est supérieur à 29°, et épaissi dans le cas contraire.

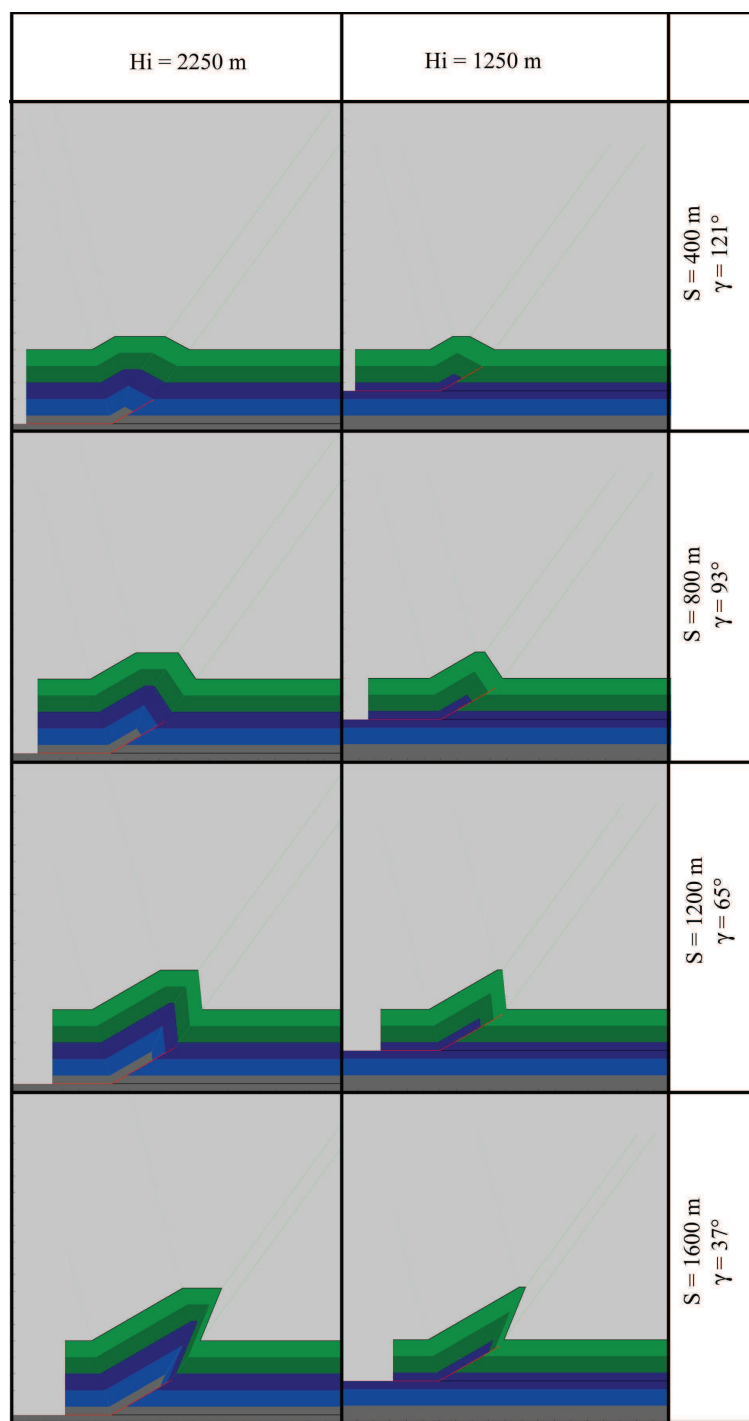
#### 4.4. Influence de l'intensité du plissement sur la profondeur du niveau du décollement

L'évolution de la rampe au cours du plissement révèle que la constante  $K$  détermine la hauteur maximale qui peut être atteinte par la rampe au cours de sa propagation dans les couches. Cette hauteur maximale, imposant un état critique du pli, a des implications sur l'évolution tardive du pli sur propagation de faille. Afin de comprendre ces implications, nous avons modélisé le plissement sur une rampe plongeant à 30° pour deux niveaux de décollement situés à des profondeurs différentes (1250 m et 2250 m), et pour deux valeurs de la constante  $K$  (0,03 et 0,07 °/m) (Figures 4-10 et 4-11).



$K = 0.03$  degrés/m; angle de rampe =  $30^\circ$

**Figure 4-10:** Modélisation du plissement se développant sur une rampe plongeant à  $30^\circ$  pour deux niveaux de décollement situés à des profondeurs différentes (1250 m et 2250 m), et pour une constante  $K$  de 0,03 degrés/m. Le pli a une évolution simple: la rampe atteint la surface avant que le pli n'atteigne son état de rupture, ceci quelle que soit la profondeur du niveau de décollement.



$K = 0.07$  degrés/m; angle de rampe  $= 30^\circ$

**Figure 4-11:** Modélisation du plissement se développant sur une rampe plongeant à  $30^\circ$  pour deux niveaux de décollement situés à des profondeurs différentes (1250 m et 2250 m), et pour une constante  $K$  de 0,03 degrés/m. Ici, le pli atteint son état de rupture avant que la faille n'émerge à la surface. Pour les deux profondeurs de décollement, le dernier stade de la modélisation est invalide puisqu'il dépasse l'état de rupture défini par un angle inter-flancs de  $56^\circ$ . La rampe se bloque dans les couches et le pli devrait évoluer en pli de rupture pour accommoder le déplacement.

Le pli se développant sur une rampe plongeant à  $30^\circ$  atteint son état de rupture lorsque l'angle inter-flancs atteint  $56^\circ$ . La figure (4-10) montre qu'une faible valeur de la constante  $K$  permet au pli de continuer sa croissance car la rampe atteint la surface avant que le pli parvienne à son état de rupture. En revanche, la figure (4-11) montre qu'une valeur importante de la constante  $K$  entraîne davantage de plissement que de propagation de la faille. Ceci implique que le pli atteint son état de rupture avant que la faille n'émerge à la surface. Les figures (4-10) et (4-11) montrent que ces observations sont valables pour les deux profondeurs du niveau de décollement.

La constante  $K$  étant liée à l'intensité de la déformation, nous avons distingué deux cas de figure. Dans les contextes tectoniques intenses où le taux de la déformation est fort, la constante  $K$  est faible. La faille a plus de chance d'atteindre la surface avec le même plongement car la propagation de la rampe l'emporte sur le plissement. Le pli continuera alors à se développer selon un modèle de pli sur propagation de faille «classique», sauf dans le cas d'un niveau de décollement profond, de plus de 10 km de profondeur typiquement. Dans les contextes tectoniques peu actifs et caractérisés par des valeurs plus importantes de la constante  $K$ , la faille aura donc tendance à se bloquer dans les strates avant d'atteindre la surface du fait de sa propagation plus lente. Dans ce cas, le pli évoluera tardivement suivant un nouveau mécanisme de déformation pour compenser l'incapacité de la faille à accommoder l'augmentation du déplacement. La profondeur du niveau de décollement ne joue pas un rôle déterminant sauf dans le cas d'un décollement très superficiel, inférieur à 500m de profondeur, permettant à la faille d'atteindre très rapidement la surface. Cette évolution tardive peut s'effectuer par translation du pli sur une faille horizontale si la pointe de la faille est bloquée dans des couches compétentes, ou sur des failles de rupture traversant le flanc externe du pli aminci.

Ces observations montrent que le pli peut évoluer tardivement avec des géométries complexes dans des régions où la vitesse de la déformation est faible. Les vitesses de déformation plus fortes génèrent des anticlinaux se développant sur des rampes principales émergent rapidement à la surface. L'influence de la profondeur du niveau de décollement dans l'évolution tardive du pli reste marginale en comparaison avec la vitesse du plissement.

#### **4.5. Quantification du rapport $P/S$**

Le rapport  $P/S$  représente la vitesse relative de la propagation de la faille par rapport au déplacement. Chaque modèle de pli doit donc permettre d'analyser et de contraindre ce rapport

au cours du plissement, qu'il s'agisse d'une modélisation directe ou inverse. Dans les modèles cinématiques basés sur la géométrie kink-band classique, le rapport  $P/S$  n'est habituellement pas considéré comme un des paramètres essentiels du plissement et sa valeur est toujours restée implicite. Par contre, ce rapport occupe une place importante dans le modèle de trishear (Erslev et Mayborn, 1997; Hardy and Ford, 1997, Allmendinger, 1998) (Figures 1-5 et 1-10) et dans celui du « double-edge fault-propagation fold » proposé par Tavani et al. (2006) car il permet de rendre compte d'une grande variété géométrique de plis (Figure 1-11). Cependant, ces modèles ne proposent aucune méthode pour contraindre ce rapport dans une modélisation directe et la vitesse de la faille reste alors incontrôlée. Dans la modélisation inverse, seul Allmendinger (1998) propose un calcul de ce rapport pour des monoclinaux uniquement et pas pour des plis sur propagation de faille. En complément, les valeurs du rapport  $P/S$  restent difficiles à contraindre car il dépend largement des autres paramètres du pli trishear qui sont eux-mêmes délicats à approcher (Allmendinger, 1998).

Notre modèle permettant de contraindre le comportement de la faille durant le plissement (Figures 4-1 et 4-5), l'objectif est maintenant de déterminer la relation explicite permettant de calculer le rapport  $P/S$  pour tous les modèles classiques basés sur la géométrie kink-band. Nous calculerons ensuite ce rapport pour le plissement sur propagation de faille et nous contraindrons l'évolution du pli au cours du plissement.

#### 4.5.1. Approche analytique du rapport $P/S$

A partir de l'équilibrage de la coupe du pli sur propagation de faille proposé par dans le Chapitre 2, la hauteur de la rampe  $h_r$  est calculée à partir de l'amplitude du pli  $A$  selon l'équation :

$$h_r = A \sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan (\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-14)$$

où l'amplitude du pli  $A$  est fonction du déplacement  $S$  selon l'équation 6 (Chapitre 3) :

$$A = 2 S \sin \alpha \quad (4-15)$$

En combinant les deux équations précédentes, nous pouvons écrire la hauteur de la rampe  $h_r$  en fonction du déplacement  $S$  comme suit :

$$h_r = 2 S \sin^2 \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan (\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-16)$$

La propagation  $P$  de la rampe dans les strates correspond à sa longueur (Figure A1, Chapitre

3) et s'écrit en fonction du déplacement  $S$  selon :

$$P = \frac{h_r}{\sin \alpha} = 2 S \sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-17)$$

Le rapport  $P/S$  du pli sur propagation de faille s'exprime donc par la relation suivante :

$$\frac{P}{S} = 2 \sin \alpha \left( \frac{1}{\tan \alpha} - \frac{1}{\tan(\gamma + \alpha)} \right) \quad (4-18)$$

#### 4.5.2. Quantification du rapport $P/S$ pour les modèles de pli à angle d'inter-flancs fixe

Les modèles classiques ou «self-similar» constituent les bases quantitatives de tous les modèles basés sur la géométrie kink-band. Nous commencerons par calculer le rapport  $P/S$  pour ces modèles afin de mettre en évidence les différences avec le modèle de pli à angle d'inter-flancs variable, lui-même basé aussi sur la géométrie kink-band. Dans les modèles self-similar, les différents auteurs (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Mercier, 1997) proposent une évolution géométrique constante du pli avec le déplacement. Le rapport  $P/S$  a alors une valeur implicite unique déduite de l'hypothèse d'une propagation linéaire de la faille au cours du temps. Cette valeur constante varie d'un modèle à l'autre en fonction des conditions géométriques initiales, telles que le changement d'épaisseur du flanc externe et la relation entre l'angle inter-flancs et l'angle de la rampe.

Dans le modèle de Suppe (1985) repris par Mercier (1997) et qui correspond au cas où l'épaisseur des couches reste constante (Suppe et Medwedeff, 1990), ainsi que dans le modèle de Jamison (1987) qui propose une variation d'épaisseur dans le flanc externe, la géométrie du pli est contrôlée par la relation entre l'angle inter-flancs et l'angle de la rampe par :

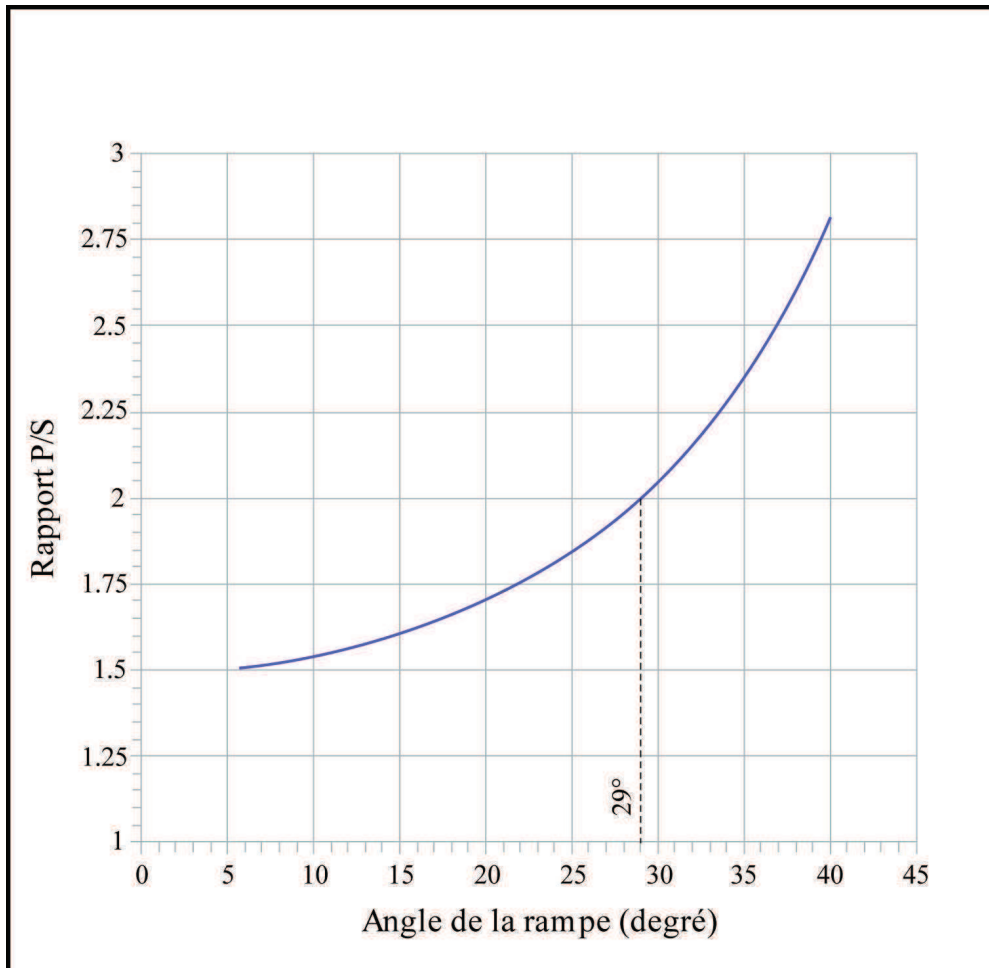
$$\cot(\alpha) + 2 \cdot \tan\left(\frac{\alpha}{2}\right) = 2 \cdot \cot\left(\frac{\gamma}{2}\right) - \cot(\gamma) \quad (4-19)$$

Cette relation implique une valeur unique de l'angle inter-flancs  $\gamma$  pour chaque valeur de l'angle de la rampe  $\alpha$  (Figure 2-3). Le rapport  $P/S$  varie donc uniquement en fonction de l'angle  $\alpha$ .

Le calcul du rapport  $P/S$  selon l'Eq. (4-19) montre que sa valeur augmente avec celle de l'angle de la rampe (Figure 4-12). Ceci implique que les angles de rampe faibles sont associés à des vitesses de propagation faibles de la faille. Pour les valeurs typiques d'angles de la rampe associées aux structures plissées des domaines d'avant-pays (15 à 30°), ce rapport varie



respectivement entre 1,61 et 2,05. Il est égal à 2 si la rampe plonge à  $29^\circ$ , ce qui implique que la faille se propage deux fois plus vite que le déplacement (Figure 4-12).

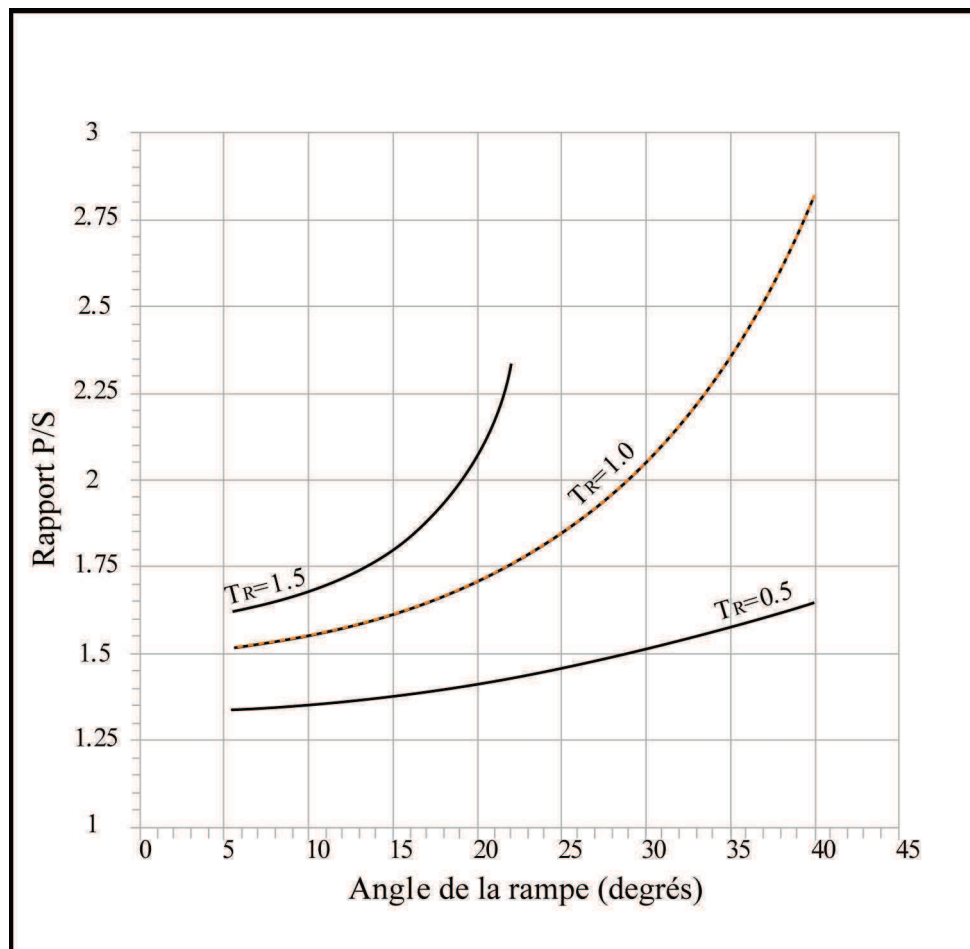


**Figure 4-12:** Variation du rapport  $P/S$  en fonction de l'angle de la rampe pour les modèles à angle d'inter-flancs fixe qui ne prennent pas en compte le changement d'épaisseur du flanc externe (Suppe 1985; Mercier, 1997; Suppe et Medwedeff, 1990). Ce rapport dépend uniquement de l'angle de la rampe dont les valeurs faibles impliquent des vitesses de propagation faibles de la faille (rapport  $P/S$  faible). Pour les valeurs d'angle de rampe de 15 à  $30^\circ$ , le rapport  $P/S$  varie respectivement entre 1,61 et 2,05. Ce rapport est égal à 2 si la rampe plonge à  $29^\circ$ , impliquant que la faille se propage deux fois plus vite que le déplacement.

Le changement d'épaisseur du flanc externe  $T_R$  introduit par Jamison (1987) fait évoluer la relation entre l'angle inter-flancs  $\gamma$  et l'angle de la rampe  $\alpha$  (Figure 2-4). La valeur du rapport  $P/S$  s'exprime en fonction de  $\alpha$  et de  $T_R$ . En considérant cette relation à trois variables, il est possible de calculer le rapport  $P/S$  du pli selon ce modèle. La valeur de  $P/S$  augmente alors



avec l'angle de la rampe  $\alpha$  et avec l'épaississement du flanc externe  $T_R$  (Figure 4-13). Pour un angle de rampe de  $20^\circ$ , ce rapport est de 1,7 lorsqu'il n'y a pas de changement d'épaisseur. Il est de 1,35 si le flanc externe est aminci de 50% et de 2,1 si ce flanc est épaissi de 50%. La figure (4-13) montre aussi que l'augmentation du rapport  $P/S$  avec l'épaississement du flanc externe est plus marquée avec la croissance de l'angle de la rampe  $\alpha$ . Il est important de noter que le rapport  $P/S$  a exactement la même courbe que celle du modèle de Suppe (1985) lorsque le changement d'épaisseur est nul ( $T_R=1$ ) (Figure 4-12).



**Figure 4-13:** Variation du rapport  $P/S$  en fonction de l'angle de la rampe pour le modèle de Jamison (1987) proposant un changement d'épaisseur dans le flanc externe. La valeur du rapport  $P/S$  dépend de l'angle de la rampe  $\alpha$  et du changement d'épaisseur  $T_R$ . Elle augmente avec l'augmentation de  $\alpha$  et de  $T_R$ . A noter que le rapport  $P/S$  a la même courbe impliquée par le modèle de Suppe (1985) (Figure 4-12) lorsque le changement d'épaisseur est nul ( $T_R=1$ ).

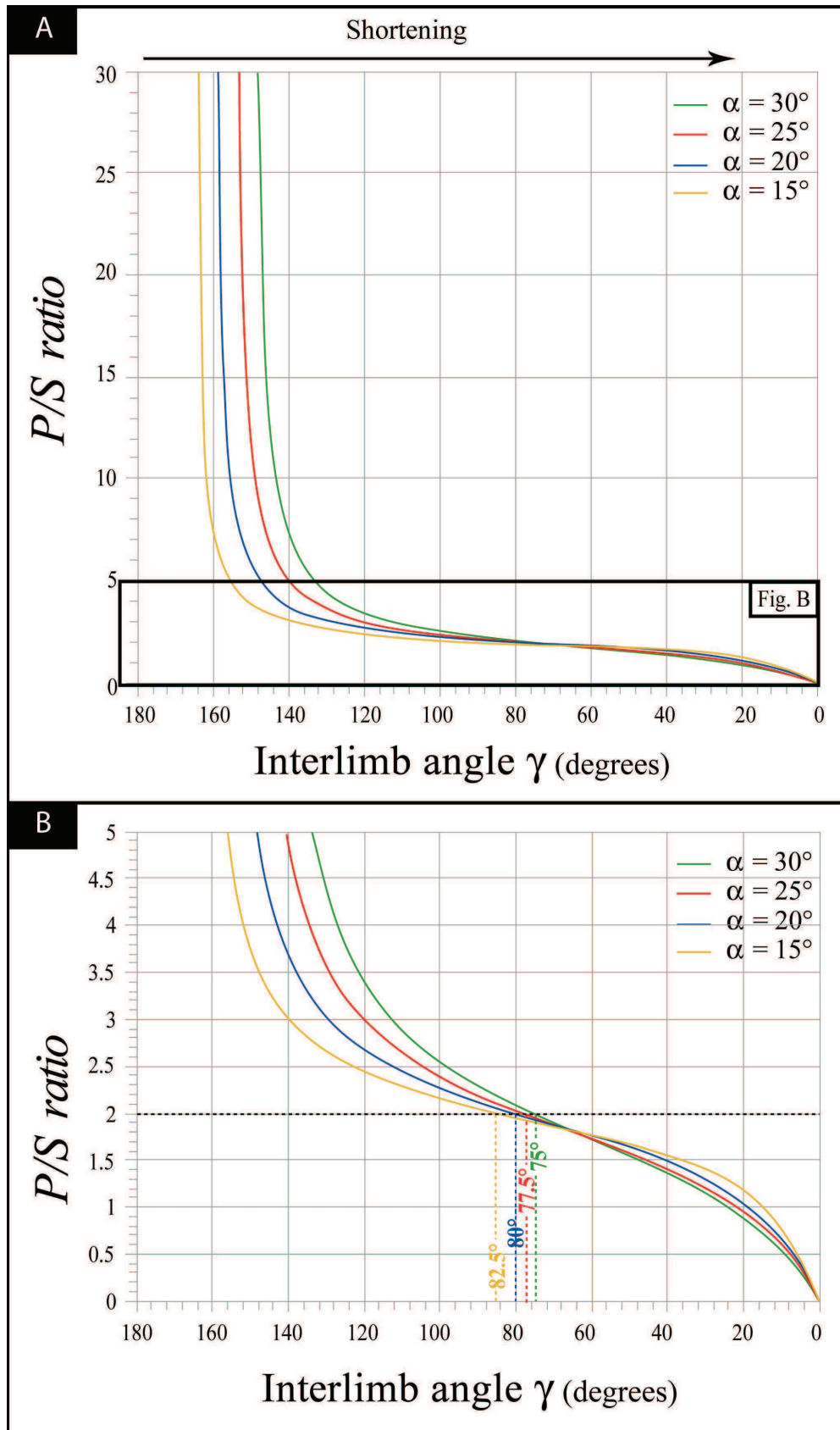
Le modèle du plan axial fixe proposé par Suppe et Medwedeff (1990) correspond à l'état d'équilibre entre la hauteur de la rampe  $h_r$  et l'amplitude du pli  $A$  (Figure 4-7) dont la solution est donnée par l'Eq. (4-12). Ceci implique que le rapport  $P/S$  du modèle du plan axial fixe a une seule valeur constante de 2 quel que soit l'angle de la rampe.

#### 4.5.3. Quantification du rapport $P/S$ pour le modèle à angle d'inter-flancs variable

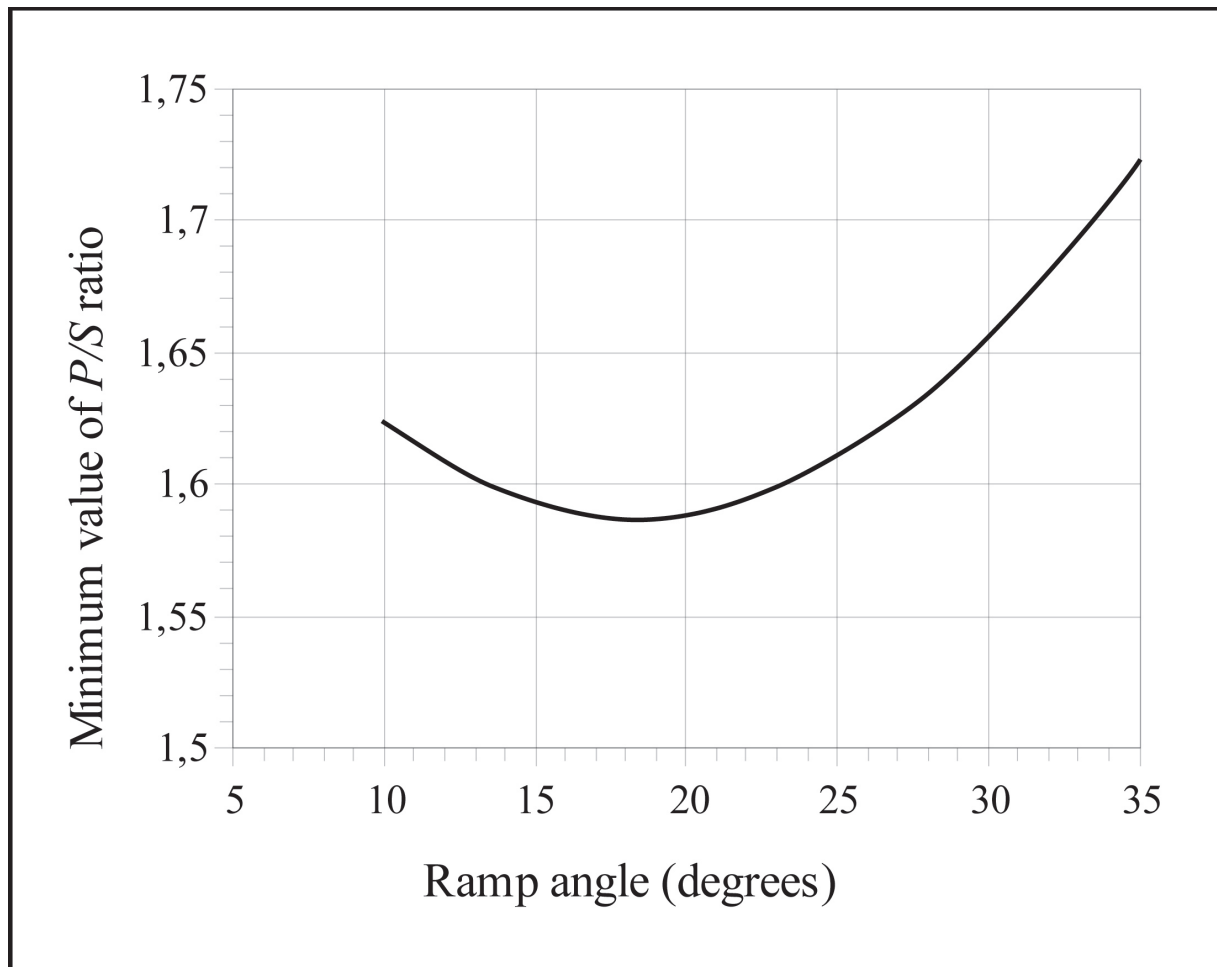
Le modèle de pli à angle d'inter-flancs variable proposé par Mitra (1990) ne propose pas de relation entre la propagation de la faille  $P$  et le déplacement  $S$ . Il ne permet donc pas de quantifier le rapport  $P/S$  même s'il implique implicitement que ce rapport est fixe car il est basé sur une relation linéaire entre l'angle d'inter-flancs  $\gamma$  et la hauteur de la rampe  $h_r$ .

Notre modélisation du plissement implique une fermeture progressive de l'angle d'inter-flancs avec le temps comme le propose le modèle de Mitra (1990). L'angle d'inter-flancs varie avec le déplacement  $S$ , lui même directement la hauteur de la rampe (Eq. 3 du chapitre 3). Ainsi, le rapport  $P/S$  peut être obtenu facilement en fonction de l'angle d'inter-flancs  $\gamma$  et du plongement de la rampe  $\alpha$  (Eq. 4-18 et Figure 4-14). La Figure (4-14) montre que le rapport  $P/S$  a une valeur maximale (infinie au déclenchement de la déformation) au début du déplacement où le pli a une géométrie ouverte en raison de la valeur maximale de l'angle d'inter-flancs. Le rapport  $P/S$  diminue rapidement avec la fermeture du pli en lien avec l'augmentation du déplacement. Le rapport  $P/S$  atteint alors un palier à une valeur proche de 3 avant de décroître plus lentement. La valeur  $P/S = 2$  correspond à l'état d'équilibre du pli, identifiée précédemment par la relation qui lie l'amplitude et la hauteur de la rampe (Figures 4-1, 4-2 et 4-3). Le rapport  $P/S$  croît avec l'angle de la rampe  $\alpha$  pour des valeurs supérieures à  $1,87$  (Figure 4-14-B). Le point d'inflexion de la courbe correspond à un angle d'inter-flancs de  $68^\circ$ , soit un flanc externe plongeant à  $73^\circ$  ou à  $82^\circ$  pour les cas de flancs inverse ou normal associés à des rampes plongeant à  $15^\circ$  et  $30^\circ$  respectivement.

Le rapport  $P/S$  diminue théoriquement jusqu'à une valeur nulle, mais son minimum est atteint quand le pli rentre dans son état critique défini sur la figure (4-2). Les valeurs minimales du rapport  $P/S$  ( $P/S_{min}$ ) varient entre 1,59 et 1,72 pour des angles de rampe compris entre  $10^\circ$  et  $35^\circ$  (Figure 4-15). Ces valeurs diminuent puis augmentent pour des angles de rampe respectivement inférieur et supérieur à  $18^\circ$ .

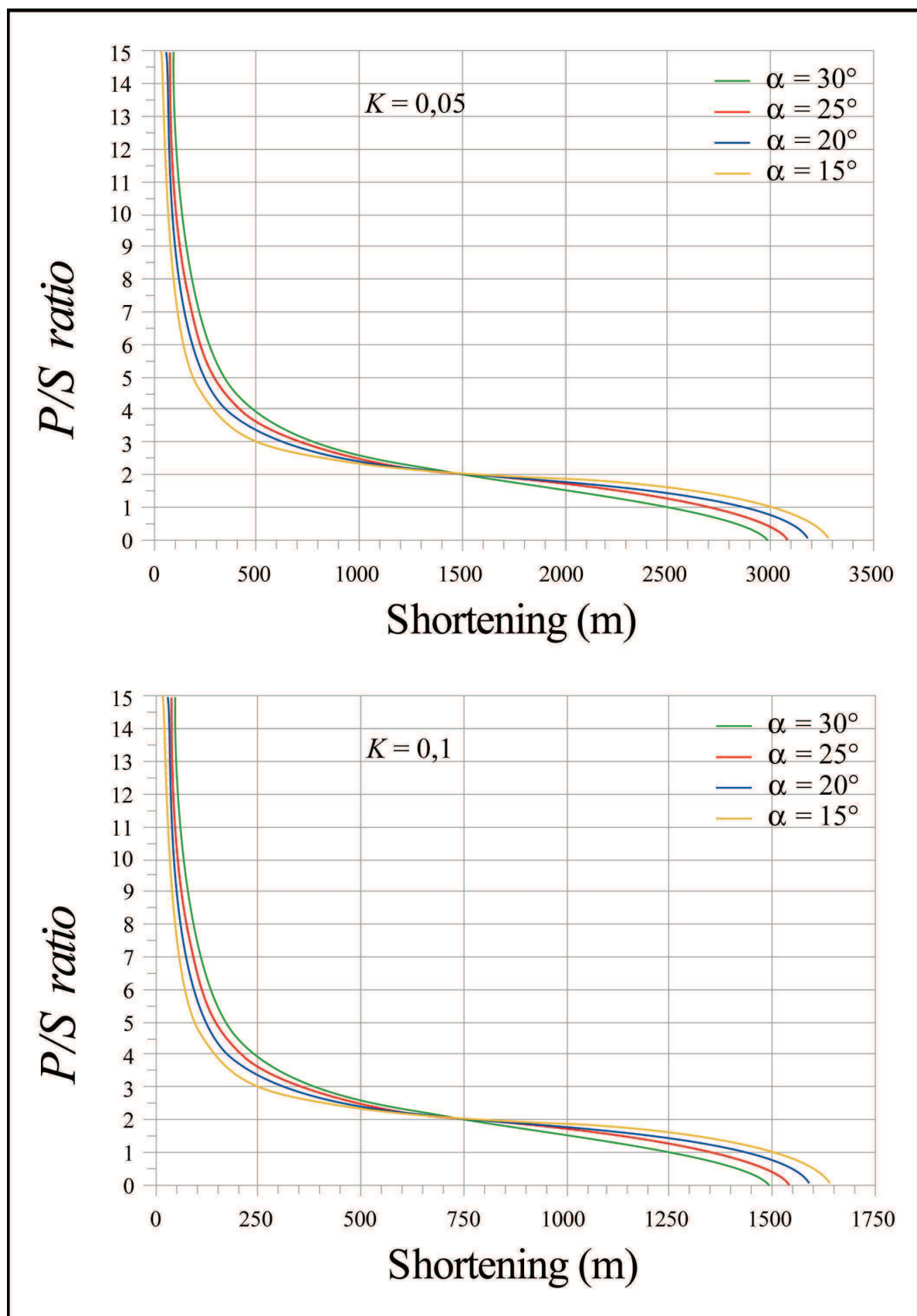


**Figure 4-14:** (A) Évolution du rapport P/S en fonction de l'angle de rampe et de l'angle inter-flancs dans le cas d'un plissement sur propagation de faille à angle inter-flancs variable. (B) Extrait de la Figure (A) pour les valeurs du rapport inférieures à 5.



**Figure 4-15:** Variation des valeurs minimales du rapport  $P/S$  ( $P/S_{min}$ ) en fonction de l'angle de la rampe. Ces valeurs correspondent à l'état critique du pli explicité sur la figure (4-2).

Le fait que l'angle inter-flancs dépende de la constante  $K$  (Eq. 4-3) permet d'étudier l'influence de cette dernière en fonction du déplacement  $S$ . Nous avons calculé la valeur du rapport  $P/S$  pour différents angles de rampe et pour des valeurs de  $K$  de 0,05 et 0,1 °/m (Figure 4-16). Pour les deux valeurs de  $K$ , les courbes ont la même allure mais la position de leur point d'inflexion varie d'un facteur deux. Ainsi, il faudra attendre 1500 m de raccourcissement pour atteindre une valeur de  $P/S$  égale à 2 pour un  $K$  de 0,05 °/m alors que cette valeur est atteinte à 750 m pour un  $K$  de 0,1 °/m. L'évolution des courbes est identique à celle de la figure (4-14), ce qui indique que la diminution du rapport  $P/S$  au cours du plissement varie seulement en fonction de l'angle de la rampe.



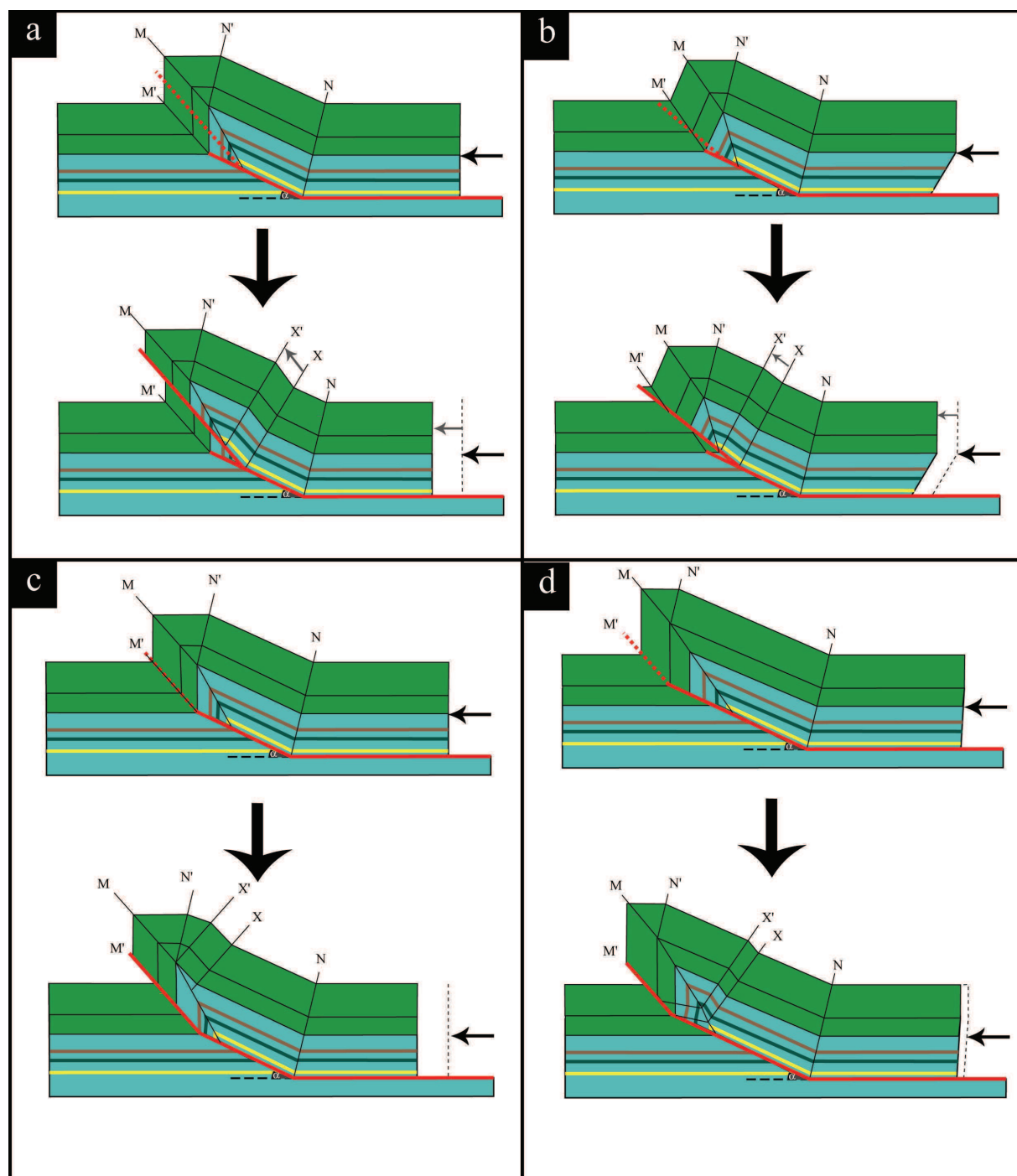
**Figure 4-16:** Évolution du rapport *P/S* en fonction du déplacement. Le rapport *P/S* est calculé pour des angles de rampe de 15, 20, 25 et  $30^\circ$  et pour deux valeurs de la constante *K* valant 0,05 et 0,1 degrés.m<sup>-1</sup>.

#### 4.6. *L'évolution tardive du plissement: implication géométriques*

Tous les travaux traitant de l'évolution tardive des plis sur propagation de faille rendent compte de modifications géométriques entraînant la formation de plis de rupture (Suppe, 1985 ; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997; Allmendinger, 1998). Les déformations tardives varient selon les auteurs, mais elles peuvent se résumer à la rupture du pli et/ou/ à sa translation sur un second niveau de décollement. Notre objectif est ici de comparer ces modes de déformation et de proposer des cinématiques qui soient cohérentes avec notre modèle de pli sur propagation de faille à angle d'inter-flancs variable.

##### 4.6.1. Cas de la rupture du pli

Les travaux traitant de l'évolution tardive du pli sur propagation de faille en pli de rupture considèrent que cette opération s'effectue par une translation passive du pli sur le plan de rupture (Suppe, 1985 ; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Mitra, 1990; Mercier et al., 1997). Dans le cas où la rupture s'effectue sur une autre rampe, ces auteurs admettent que cette translation se traduit géométriquement par l'apparition d'un segment parallèle au plan de rupture dans le flanc interne, dont la longueur correspond à celle du déplacement (Figure 4-17 a, b) (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Mercier, 1997). Ce segment est délimité par deux plans axiaux (X) et (X') dont l'inclinaison dépend seulement des plongements des rampes principale et secondaire, de telle sorte que l'épaisseur des couches reste constante. Le plan axial (X) passe par le plan d'intersection des deux rampes. Le plan axial (X') est parallèle à (X) et avance avec le déplacement (Figure 4-17 a, b). Cette géométrie n'est cependant pas applicable quand le plan de rupture s'initie à partir de la pointe de la rampe principale et les avis divergent sur la caractérisation des modifications géométriques liées à la rupture dans ce cas (Figure 4-17 c, d). Ainsi, pour Suppe (1990 et Mitra (1990), Dans les deux essentielles propositions bibliographiques, le segment qui naît dans le flanc interne est parallèle à la nouvelle rampe, mais les conditions géométriques fixant sa position et sa longueur ne sont pas précisées. En particulier, selon Mitra (1990), la translation sur la rampe de rupture implique aussi le plissement du flanc externe (Figure 4-17 d). Notre objectif est ici de mieux contraindre ces règles géométriques de façon à pouvoir les intégrer dans une cinématique où l'angle de la rampe va changer. Pour ceci, nous analyserons la rupture à partir de la vitesse de la faille.



**Figure 4-17:** Translation d'un pli sur un plan de rupture et cinématique associée. Pour (a) Suppe et Medwedeff (1990) et (b) Mitra (1990), l'évolution du pli s'accompagne de la formation d'une nouvelle rampe. La translation se traduit géométriquement par l'apparition d'un segment parallèle au plan de rupture dans le flanc interne. Pour (c) Suppe et Medwedeff (1990) et (d) Mitra (1990), l'évolution du pli après une rupture est due au changement du plongement de la rampe primaire.



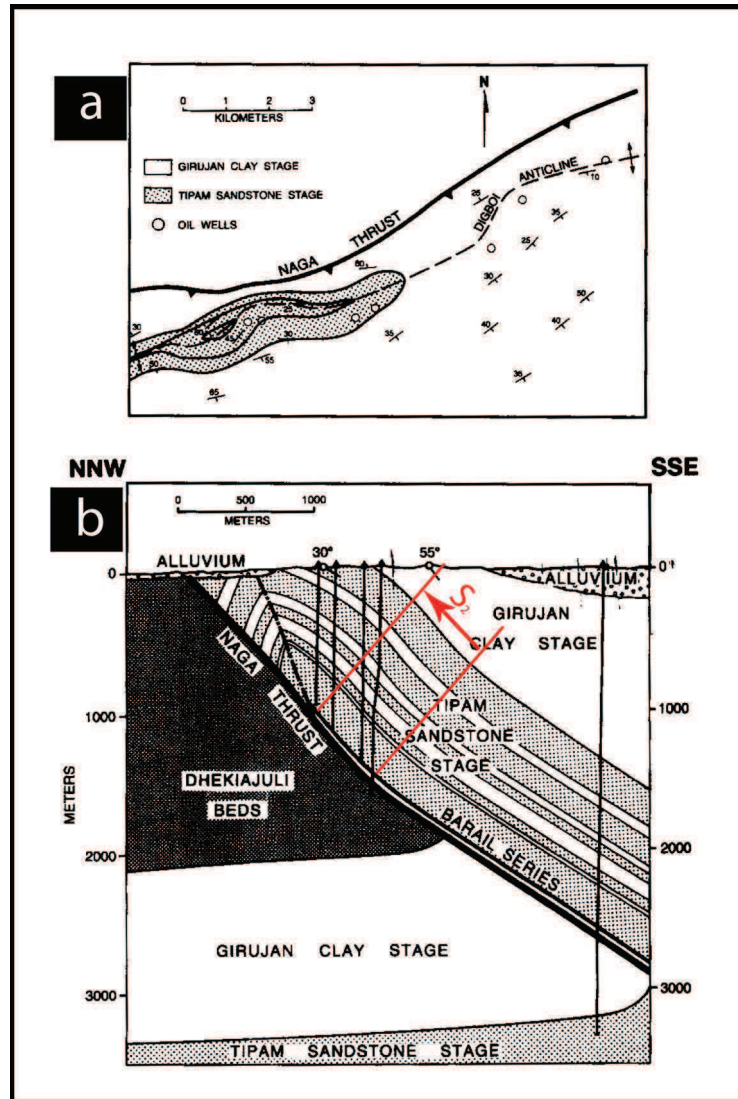
Les modèles classiques supposent que la rupture correspond à une propagation instantanée de la faille de rupture dans les couches jusqu'à la surface (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990, Mitra, 1990, Mercier et al., 1997). Le modèle trishear intègre la vitesse de la faille représentée par le rapport  $P/S$ . Il implique donc que l'évolution tardive du pli est due à une propagation rapide de la faille de rupture (Allmendinger, 1998). Notre modèle de pli à angle d'inter-flancs variable montre que la rampe se propage rapidement au début du plissement et que sa vitesse diminue ensuite avec le raccourcissement (Figure 4-16). Nous avons aussi montré que le pli atteint un état critique où le raccourcissement ne peut plus être accommodé par le plissement (Figure 4-9). Cet état critique est caractérisé par une faible vitesse de propagation de la faille ( $P/S < 2$ ) (Figures 4-9 et 4-14), ce qui favorise la rupture du pli pour accommoder le déplacement. Cette rupture intervient donc pour compenser la diminution de vitesse de la faille qui réduit la capacité du pli à accommoder le déplacement. La faille nouvellement créée se propage alors rapidement, probablement à une vitesse aussi élevée que la rampe primaire au début du plissement. Ceci signifie que la faille de rupture se déclenche indépendamment de la rampe primaire et que sa vitesse de propagation est différente. Ainsi, on peut considérer que la rupture par un changement d'angle de la rampe correspond à l'initiation d'une autre rampe qui a sa propre cinématique.

La cinématique associée à la rupture sur une nouvelle rampe étant bien contrainte (Figure 4-17 a, b), nous l'avons généralisée au cas du changement d'angle de rampe. L'exemple de l'anticlinal de Jaipur situé dans le champs pétrolier de Digboi dans la chaîne des Naga Hills en Inde (Mathur et Evans, 1964; Mitra, 1990) illustre bien ce raisonnement et permet de définir un plan axial à partir du point où la rampe change d'inclinaison (Figure 4-18). En raison de sa vitesse de propagation importante, la faille de rupture atteint rapidement la surface et le pli est translaté sur cette nouvelle rampe sans que les couches ne puissent accommoder le plissement. Cette cinématique correspond à une translation passive qui n'implique pas de plissement dans le flanc externe, contrairement à ce que suggère Mitra (1990) (Figure 4-17-d).

Une fois la cinématique de la rupture du pli fixée, la géométrie du pli de rupture peut être contrainte à partir des relations suivantes (Figure 4-19) :

1. le déplacement après la rupture sur la nouvelle rampe entraîne un décalage vertical  $D$  dans les strates du flanc externe du pli avec :





**Figure 4-18:** (a) Carte et (b) coupe géologiques de l'anticlinal de Jaipur situé dans le champ pétrolier de Digboi dans la chaîne des Naga Hills en Inde (Mathur et Evans, 1964; Mitra, 1990). La rampe primaire plonge à 30° et la rupture du pli est associée au changement de l'angle de la rampe à 55°. La coupe montre l'apparition d'un segment parallèle au plan de rupture dont la longueur est celle du déplacement après la rupture. La position de ce segment peut être définie par un plan passant par le point où la rampe change d'inclinaison et un autre plan parallèle exprimant la quantité de déplacement.

$$S_2 = \frac{D}{\sin \alpha_2} \quad \text{lorsque le déplacement est } S_2$$

$$S_2 + S_3 = \frac{D}{\sin \alpha_2} \quad \text{lorsque le déplacement atteint } S_2 + S_3$$

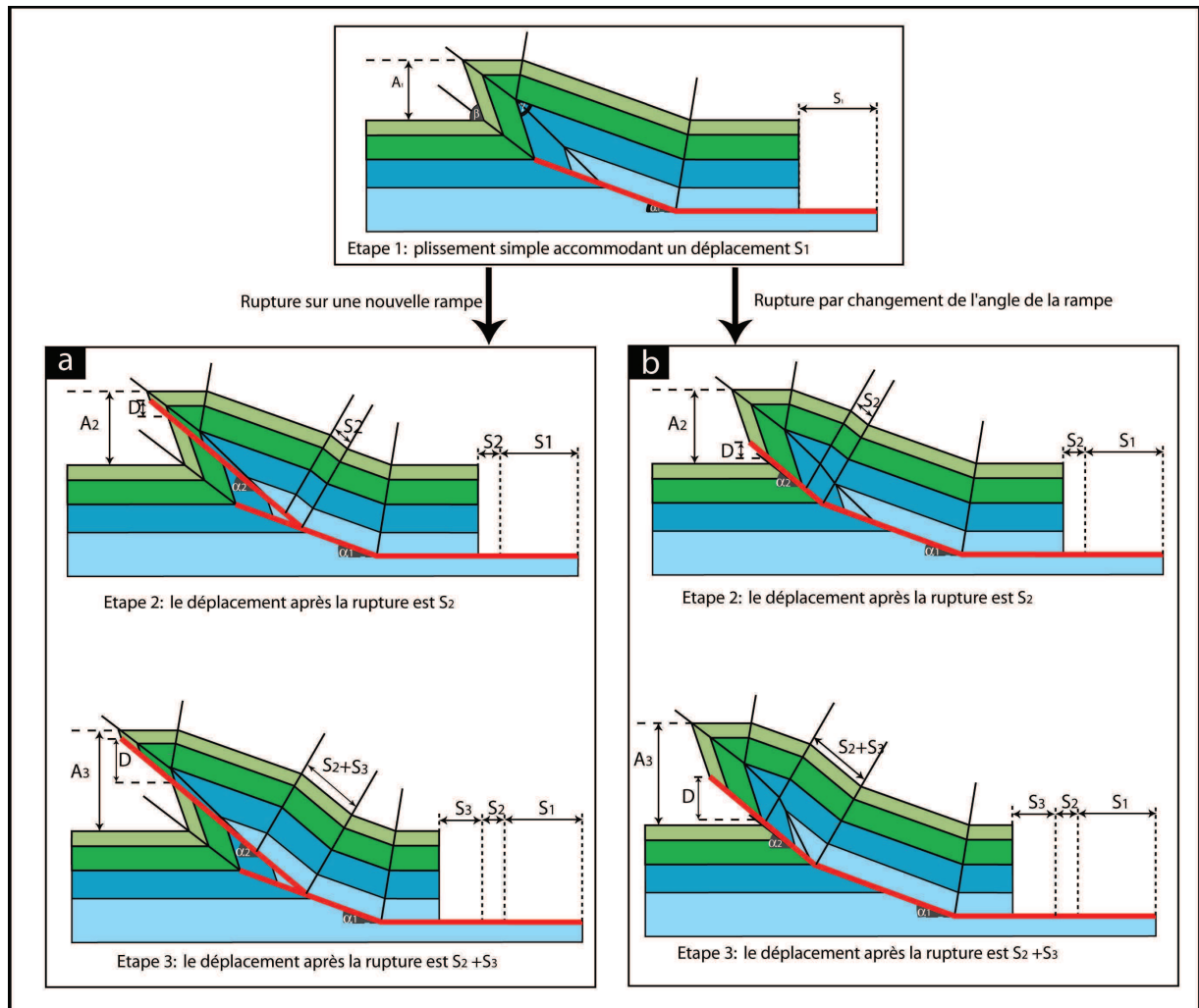
où  $\alpha_2$  est l'angle de la faille de rupture.

2. la longueur du nouveau segment créé dans le flanc interne du pli est égale à la valeur du déplacement après la rupture et son plongement est égal à celui du plan de la rupture.

3. l'amplitude finale du pli de rupture correspond à la somme de l'amplitude du pli sur propagation de faille A et du décalage des séries associé à la rupture D, soit :

$$A_2 = A + D = A + S_2 \cdot \sin \alpha_2$$

$$A_3 = A + D = A + (S_2 + S_3) \cdot \sin \alpha_2$$

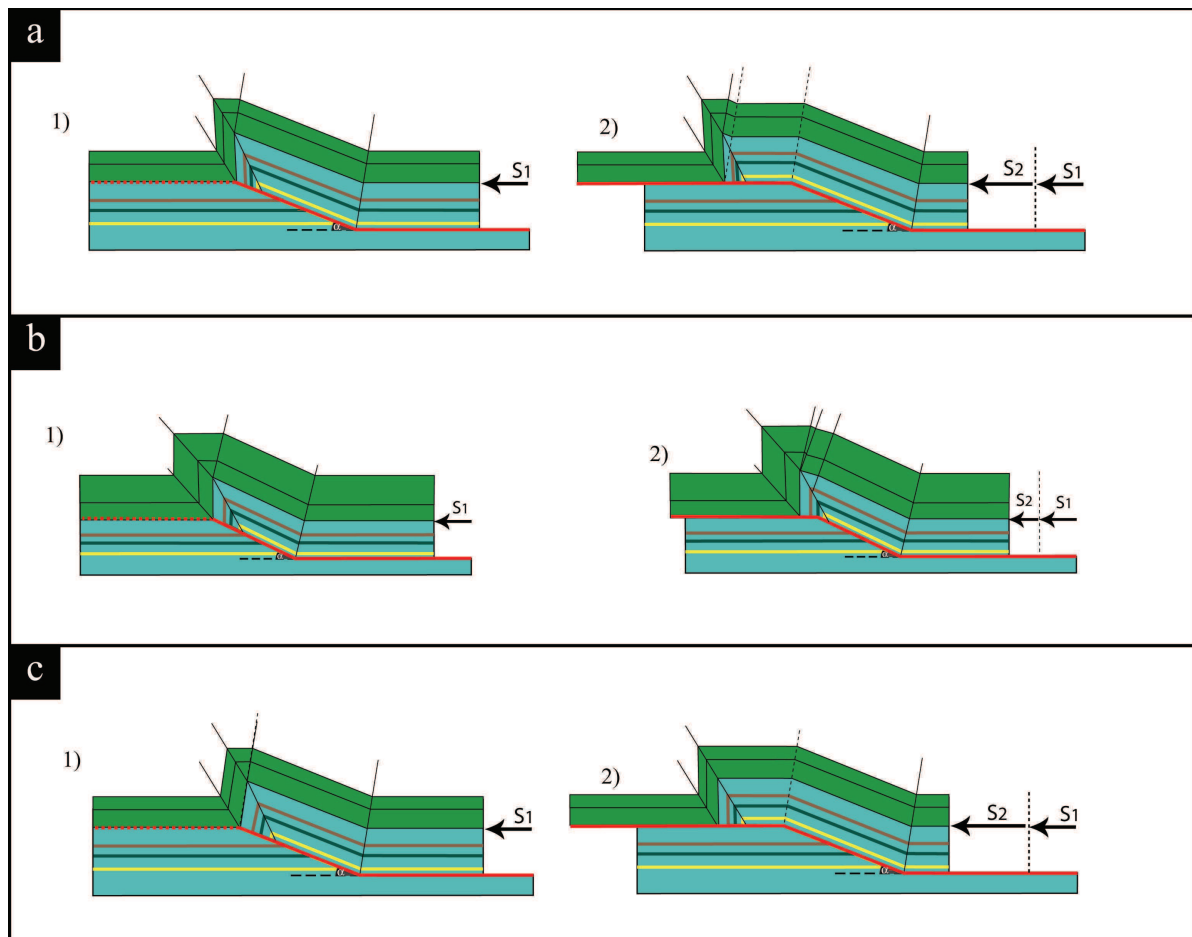


**Figure 4-19:** Cinématique du pli de rupture en lien avec (a) l'initiation d'une nouvelle rampe et (b) d'une variation de l'angle de la rampe primaire.

#### 4.6.2. Cas de la rupture sur un niveau de décollement

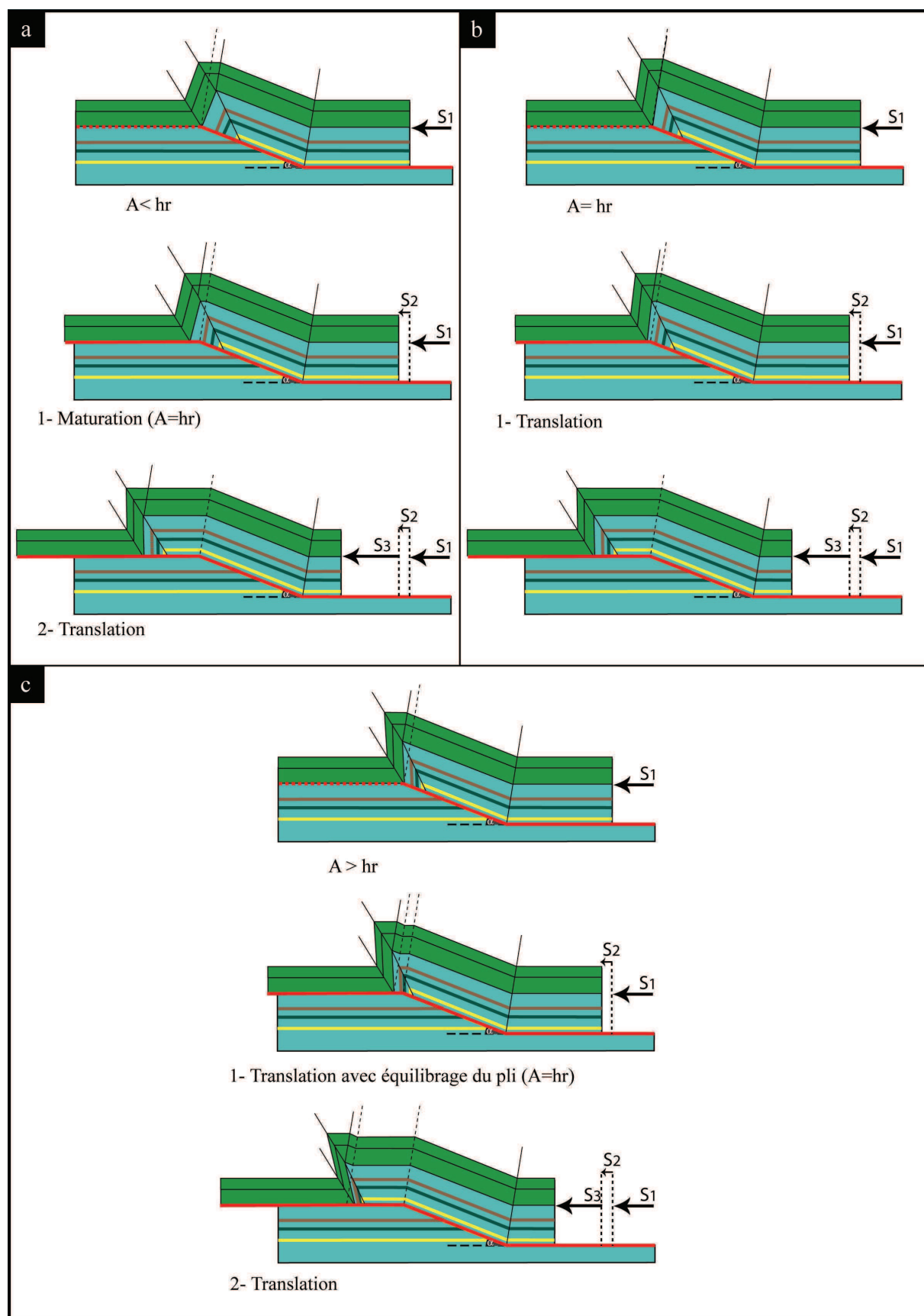
Bien que tous les modèles classiques rendent compte d'une évolution cinématique liée à l'apparition d'un second niveau de décollement, l'expression géométrique de cette évolution

reste variée d'un modèle à l'autre. Pour Jamison (1987) et Mercier (1997), l'évolution du pli est caractérisée par l'apparition d'un pli résiduel dans sa partie frontale (Figure 4-20 a). Pour Suppe et Medwedeff (1990), le déplacement après la rupture implique l'apparition d'un segment incliné dans le flanc interne dont le plongement n'est pas précisé. Cette géométrie implique la formation d'un pli résiduel au front du pli (Figure 4-20 b). Pour Mitra (1990), la translation du pli sur le niveau de décollement s'accompagne d'une augmentation de la longueur d'onde du pli, sans apparition de plis résiduels (Figure 4-20 b). Ce modèle propose aussi que le flanc externe du pli continue sa rotation après la translation. Cette rotation est mise en évidence dans l'anticlinal des Wills Mountain, Pendleton County, West Virginia Valley and Ridge (Figure 1-8) (Perry, 1978; Mitra, 1990, 2002).



**Figure 4-20:** Cinématique du pli en lien avec sa translation sur une rampe horizontale. Cette translation est caractérisée par: (a) l'apparition d'un pli résiduel dans la partie frontale du pli (Jamison, 1987; Mercier, 1997), (b) l'apparition d'un segment incliné dans le flanc interne, permettant ainsi la formation d'un pli résiduel au front du pli (Suppe et Medwedeff, 1990) et (c) la translation du pli qui s'accompagne de l'augmentation de la longueur d'onde, le flanc externe du pli continuant sa rotation après la translation (Mitra, 1990).

Le modèle que nous avons développé montre que le pli évolue en trois étapes qui sont contrôlées par la relation entre son amplitude et la hauteur de la rampe. Étant donné que l'évolution tardive du pli par translation sur une rampe horizontale dépend de la lithologie, il est alors possible de distinguer trois cas associées à ces différentes étapes (Figure 4-21). Dans le premier cas, la pointe de la rampe atteint une couche incompetent avant que le pli n'atteigne l'état mature. Ce cas est défini par un angle d'inter-flancs obtus (pli ouvert) et une amplitude inférieure à la hauteur de la rampe (Figure 4-21 a). La translation sur la rampe horizontale se traduit dans un premier temps par la croissance de l'amplitude du pli jusqu'à ce qu'il atteigne son état mature. L'augmentation du déplacement s'accompagne uniquement de l'augmentation de la largeur du pli. Dans le deuxième cas, la translation du pli intervient lorsque l'anticlinal est en état mature, c'est-à-dire quand sa géométrie correspond à la théorie du plan fixe (Suppe et Medwedeff, 1990) (Figure 4-21 b). La translation du pli s'accompagne seulement de l'augmentation de sa largeur avec une conservation de l'amplitude acquise. Dans le troisième cas, la rampe atteint un niveau incompetent après l'état mature du pli. Ce cas est défini par un angle d'inter-flancs aigu (pli serré) et une amplitude supérieure à la hauteur de la rampe (Figure 4-21 c). La translation du pli s'accompagne d'un passage à l'état mature où l'amplitude de la partie sommitale est égale à la hauteur de la rampe. La matière en excès, traditionnellement absorbée par la croissance verticale du pli, est associée à la formation d'un pli résiduel au front de l'anticlinal. La translation s'exprime donc par une diminution de l'amplitude du pli, l'augmentation de sa largeur et par l'apparition d'un pli résiduel.



**Figure 4-21:** Cinématiques montrant la translation du pli sur une rampe horizontale à différents stades de plissement. (a) La translation du pli intervient avant l'état mature du pli

*montrant un angle inter-flancs important et une amplitude inférieure à la hauteur de la rampe. Dans ce cas, la translation sur la rampe horizontale se traduit d'abord par la croissance de l'amplitude du pli avec l'augmentation du déplacement jusqu'à ce que le pli atteigne son état mature, ce qui correspond à une phase de maturation du pli. Ensuite, l'augmentation du déplacement implique uniquement l'augmentation de la largeur du pli. (b) la translation du pli intervient lorsque le pli est en état mature, et implique seulement l'augmentation de la largeur avec la conservation de l'amplitude acquise. (c) la translation du pli intervient après l'état mature du pli qui montre un angle inter-flancs faible (pli serré) et une amplitude plus importante que la hauteur de la rampe. Dans ce cas, la translation s'exprime donc par la diminution de l'amplitude du pli, l'apparition du pli résiduel, et l'augmentation de la largeur du pli.*

## **4.7. Discussion**

### **4.7.1. Propagation non linéaire de la faille**

L'évolution tardive du pli sur propagation de faille permet d'expliquer la complexité géométrique des structures plissées rencontrées dans la nature. Les modèles se sont limités à une description qualitative de la cinématique de l'évolution du plissement sans proposer de solutions quantitatives. Cette difficulté à traiter de l'évolution quantitative du pli s'explique par les modèles de plissement eux-mêmes qui sont tous basés sur une propagation linéaire de la faille à travers les couches. Cette hypothèse implique un rapport  $P/S$  fixe au cours du plissement, permettant à la rampe d'atteindre la surface avec la même inclinaison à la fin de la déformation. Pour l'ensemble de ces modèles, la création de nouvelles rampes ou le changement de leur plongement ne résulte donc pas de l'intensification du plissement. Un corollaire est donc que le stade d'évolution tardive du pli sur propagation de faille, associé au développement d'une nouvelle rampe, ne peut pas être rendu compte par les modèles cinématiques. La propagation linéaire de la rampe est générale à tous les modèles basés sur la géométrie kink-band, qu'ils soient classiques à géométrie fixe (self-similar) (Suppe, 1985; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Mercier, 1997) ou à angle d'inter-flancs variable (Mitra, 1990). Elle est aussi au cœur du modèle trishear (Erslev, 1991; Hardy et Ford, 1997) qui impose un rapport  $P/S$  fixe au cours du temps. La proposition d'une variation de la vitesse de la faille au cours du plissement (Allmendinger, 1998), liée à une variation du rapport  $P/S$ ,



constitue une avancée importante pour expliquer la complexité géométrique des plis au cours de leur évolution tardive. Cependant, aucune étude n'avait jusqu'ici porté sur la caractérisation de la variation du rapport  $P/S$  lors du plissement. Le modèle que nous avons développé permet ainsi de contraindre les conditions géométriques qui impliquent un blocage du plissement sur propagation de faille car nous avons écarté la théorie de la propagation linéaire de la faille au cours de la déformation. Ces conditions géométriques correspondent à un état critique directement lié au comportement de la propagation de la rampe avec le raccourcissement (Figures 4-1, 4-2 et 4-5). Pour résumer, la théorie de la propagation linéaire de la rampe était le point faible des modèles de plis sur propagation de faille, empêchant le développement tardifs de plis de rupture. La propagation non linéaire de la faille est l'hypothèse qui permet de définir l'état critique du plissement simple et de rendre compte de son évolution tardive en pli de rupture.

#### **4.7.2. Vers une quantification du rapport $P/S$**

La vitesse relative de la rampe, liée au rapport  $P/S$ , est un paramètre essentiel dont la valeur permet de rendre compte des différentes formes géométriques de plis sur propagation de faille. Ce rapport occupe une place assez marginale dans les modèles basés sur une géométrie kink-band, mais il peut être déterminé facilement (Figure 4-12, 4-13). Cependant, une certaine limitation dans la gamme de ses valeurs n'a permis de modéliser qu'un nombre peu varié d'anticlinaux. Au contraire, les variations importantes du rapport  $P/S$  dans le modèle trishear permettent de rendre compte de géométries de plis plus complexes (Figure 1-5; Hardy et Ford, 1997; Allmendinger, 1998). Cependant, ce paramètre reste incontrôlé en raison de l'absence de règles permettant de déterminer avec précision sa valeur. Les modifications apportées par Allmendinger (1998) au modèle trishear permettent uniquement d'estimer le rapport  $P/S$  par une modélisation inverse des structures plissées. Pour résumer, le rapport  $P/S$  est quantifiable mais ses valeurs sont limitées dans les modèles classiques, alors que ses valeurs sont variées mais difficiles à déterminer dans le modèle trishear. Dans notre modélisation et pour la première fois, nous avons développé une méthode permettant de quantifier le rapport  $P/S$  avec précision. Le plissement s'initie avec une valeur théoriquement infinie de  $P/S$  qui diminue progressivement avec le raccourcissement. L'évolution du rapport  $P/S$  est contrainte par trois paramètres: (1) la constante  $K$  exprimant l'intensité du plissement (2) la quantité de déplacement  $S$  et (3) l'angle de la rampe (Figure 4-16). La diminution du rapport  $P/S$  en fonction de la constante  $K$  implique une propagation rapide des rampes dans les régions à taux de déformation élevé et une propagation lente des rampes dans les domaines calmes. La diminution de ce rapport en fonction du déplacement et de l'angle de rampe permet

aussi de déterminer la vitesse relative de la faille à chaque instant pour une rampe donnée.

#### **4.7.3. Rupture du plissement sur propagation de faille**

Le modèle que nous avons développé permet de définir deux phases principales lors du plissement sur propagation de faille (Figure 4-8). La première correspond à un plissement qui n'est pas encore mature où le pli est caractérisé par une géométrie ouverte avec un plongement normal du flanc externe (Figures 4-10 et 4-11), une propagation rapide de la rampe associée à un rapport  $P/S$  supérieur à 2 (Figures 4-14 et 4-16), et une amplitude inférieure à la hauteur de la faille (Figures 4-5 et 4-6). La totalité du déplacement est alors accommodée par la propagation de la rampe et par l'épaississement du flanc externe du pli. La deuxième phase correspond à un plissement après son état mature où le pli est caractérisé par une géométrie asymétrique avec un flanc externe sub-vertical (Figures 4-10 et 4-11), une propagation faible de la faille associée à un rapport  $P/S$  inférieur à 2 (Figures 4-14 et 4-16), et une amplitude supérieure à la hauteur de la faille (Figures 4-5 et 4-6). La faible propagation de la rampe dans les couches freine le développement du pli qui n'absorbe pas toute la quantité du déplacement. La rotation et l'amincissement du flanc externe par étirement s'accompagne d'une augmentation de la contrainte, favorisant sa rupture. Ainsi, le fait que les modèles à géométrie fixe (modèles « self-similar ») ne tiennent pas compte de la rotation du flanc externe au cours du plissement leur empêche d'explicitier une évolution tardive du plissement. Dans notre modèle, le plissement sur propagation de faille se développe jusqu'à ce que l'anticlinal ait atteint son état mature, puis le plissement diminue pour contribuer à la formation de failles de rupture dans le flanc externe. Le rapport  $P/S$  n'atteignant jamais une valeur nulle, la rupture du pli ne correspond donc pas à une annulation de la vitesse de la faille mais plutôt au franchissement d'une valeur minimale dépendant de l'angle de la rampe (Figure 4-15) et à partir de laquelle la rupture se produit. L'évolution tardive du plissement n'est par conséquent pas associé au blocage de la rampe, mais à une baisse de sa capacité à accommoder le déplacement continu dans le pli.

La vitesse de propagation de la faille étant supérieure à celle de la croissance du pli dans la première phase de plissement alors que cette tendance est légèrement inverse au cours de la deuxième phase (Figure 4-6) implique que les mécanismes de déformation sont la propagation de rampe et le plissement pour chacune des phases, respectivement. La phase de plissement dominant la première phase (Figure 4-8), la propagation de la faille correspond au mécanisme principal de déformation qui entraîne le plissement des couches de façon secondaire.



# Chapitre V

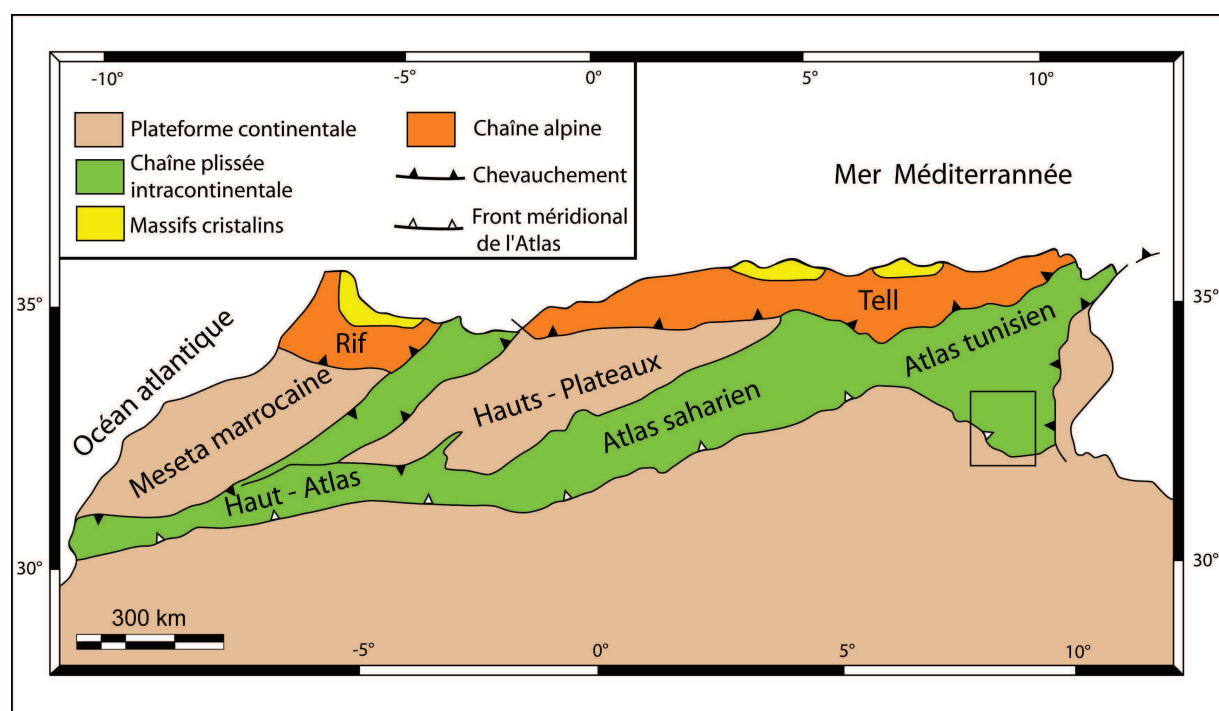


## 5. VALIDATION DU MODÈLE DE PLISSEMENT

### 5.1. Introduction

Après avoir développé le modèle de plissement et contraint ses paramètres, nous l'avons appliqué sur des anticlinaux du bassin de Gafsa en Tunisie centro-méridionale. Ce travail a pour objectif de tester la capacité du modèle de plissement à prédire la géométrie des anticlinaux en profondeur à partir des paramètres de surface issus des mesures de terrain et de la cartographie numérique élaborée à partir de l'interprétation d'images de satellites.

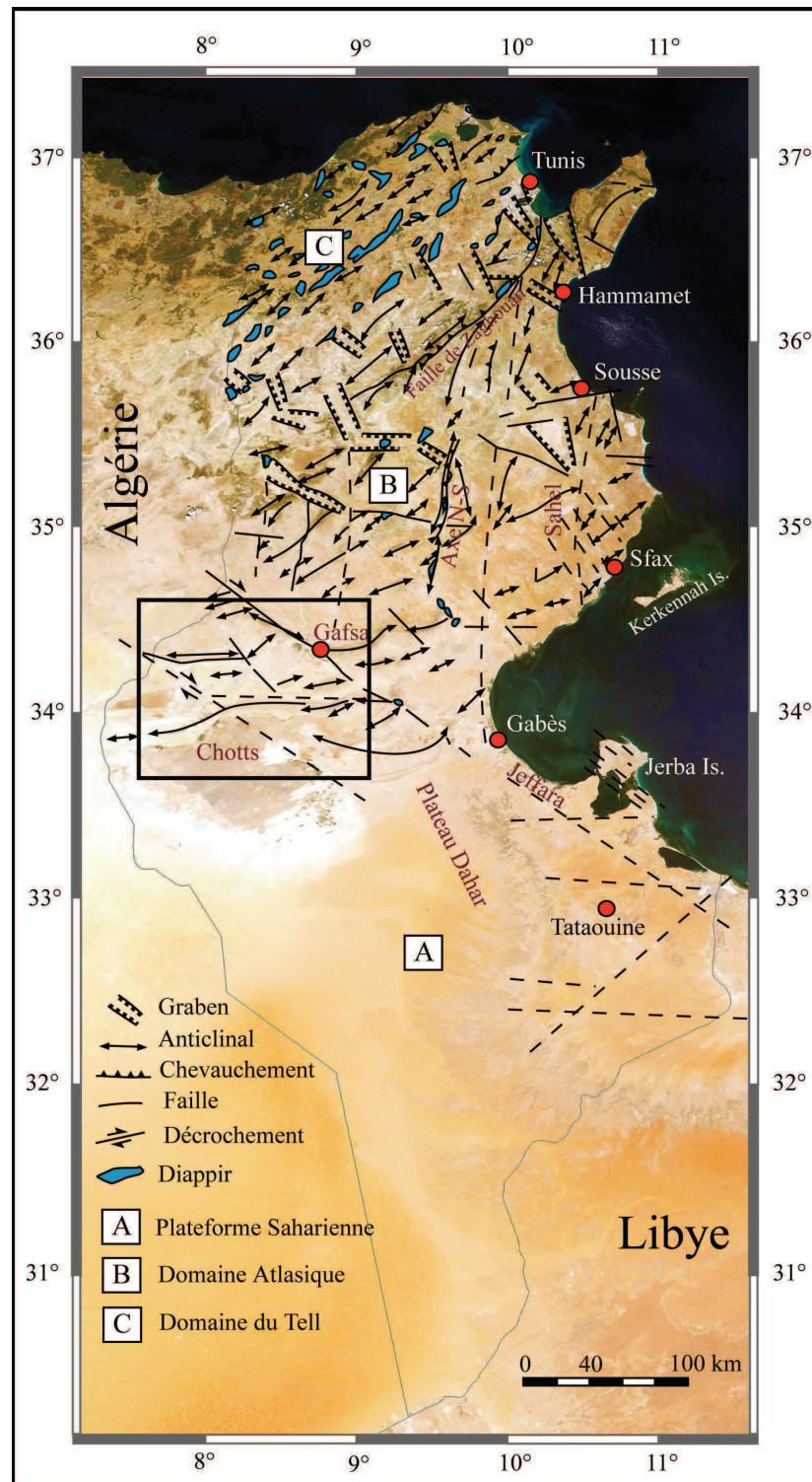
### 5.2. Le bassin de Gafsa



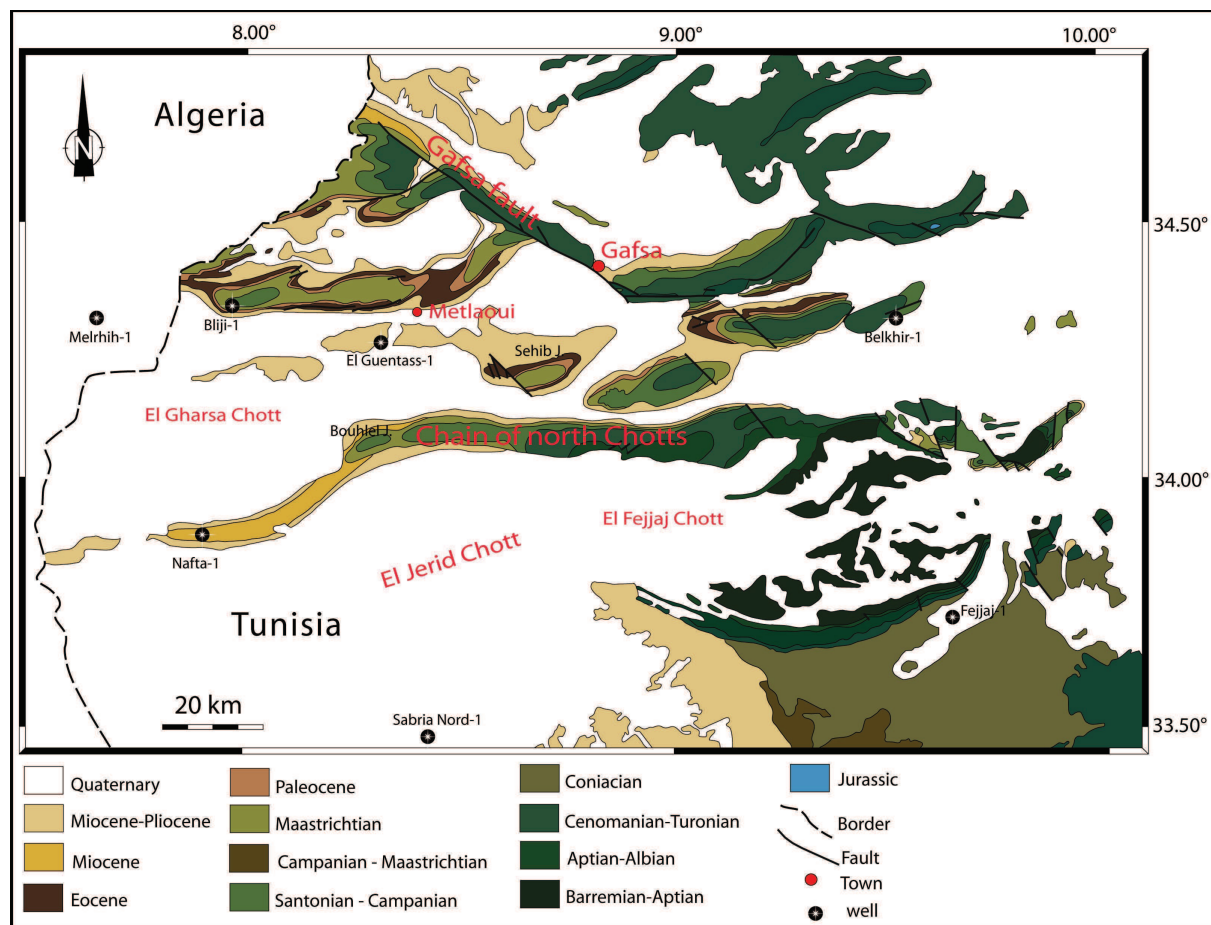
**Figure 5-1:** Schéma structural de l'Afrique du nord (modifié d'après Doglioni et al., 1999). Le cadre noir correspond au secteur d'étude.

Située dans la partie orientale de la chaîne atlasique, la Tunisie est subdivisée en trois principaux domaines structuraux définis par la plateforme saharienne au sud, le domaine atlasique ou l'Atlas tunisien au centre et la chaîne alpine (le Tell) au nord (Figure 5-1). Le bassin de Gafsa est situé dans le prolongement oriental de l'Atlas saharien, entre la Tunisie centrale au nord et la plateforme saharienne au sud (Figures 5-1 et 5-2). Il est limité au nord-

est par la faille dextre de Gafsa qui constitue une structure d'échelle régionale longue de plus de 100 km. Les chaînons bordant les chotts d'El Jerid et d'El Fejaj constituent la Chaîne des Chotts qui représente sa limite méridionale (Figure 5-3). Le bassin de Gafsa qui se rétrécit vers l'est se prolonge à l'ouest dans les provinces algériennes.



**Figure 5-2:** Carte structurale de la Tunisie montrant les principaux domaines structuraux (d'après Bouaziz et al. 2002). Le cadre noir correspond à notre secteur d'étude (Figure 5-3).



**Figure 5-3:** Carte Géologique de la Tunisie centro-méridionale (d'après Ben Haj Ali et al., 1985) avec la localisation des forages dans le bassin de Gafsa et ses environs (Ahmadi, 2006).

Le bassin de Gafsa est constitué d'un ensemble de chaînons séparés par de vastes pénéplaines dont l'altitude varie entre 350-500 m au nord et 50-200 m au sud. Du nord au sud, on distingue le faisceau de Moularès où plusieurs anticlinaux sont imbriqués, les chaînons de Metlaoui et la chaîne des Chotts. Les principales structures plissées correspondent à des anticlinaux à cœur de Crétacé. Ils ont une orientation moyenne au N90°E et une dimension d'une dizaine de kilomètres de large pour des longueurs variant entre 20 km (Djebel Sehib) et 200 km (chaîne des Chotts) (Figure 5-3).

Le bassin de Gafsa constitue une région idéale pour la modélisation d'anticlinaux à partir leurs géométries de surface pour trois raisons majeures:

- le climat aride de ce secteur offre des affleurements de bonne qualité facilitant les observations de terrain et l'analyse d'images ;
- Le bassin est intégré au front orogénique où la déformation est lente (1 mm/an) (Kamoun, 1981; Dlala et Hfaiedh, 1993; Chihi, 1995). Les anticlinaux ont

généralement des géométries simples facilitant leur modélisation cinématique à partir des données de surface. Par ailleurs, le bassin est affecté par une déformation récente, essentiellement poste Villafranchienne, où l'héritage tectonique pourrait être moins marqué que dans les zones internes plus au nord ;

- les études récentes basées sur des données de subsurface (profils sismiques et données de puits) indiquent que les anticlinaux du bassin de Gafsa correspondent à des plis sur propagation de faille dont le niveau de décollement est situé dans les anhydrites du Trias-Lias (Ahmadi, 2006; Ahmadi et al., 2006; Bensalem et al, 2009).

Les travaux de modélisation cinématique basés sur le plissement sur propagation de faille ne sont pas en accord avec les données de subsurface car ils impliquent un niveau de décollement situé dans le Crétacé supérieur pour l'ensemble des anticlinaux du bassin (Outtani et al., 1995; Mercier, 1997). Selon ces travaux, les plis seraient transportés sur un autre niveau de décollement situé à la base de la formation Zebbag (Cénomaniens) bien qu'elle soit de nature carbonatée. Il est donc intéressant d'appliquer la méthode de modélisation que nous avons développée pour évaluer les résultats de la modélisation cinématique en les confrontant aux données géophysiques.

### 5.2.1. Contexte géodynamique du bassin

Du Trias supérieur à l'Aptien inférieur, la région enregistre une extension N-S à N020° où se sont initiées des failles normales d'orientation E-W bordant des blocs basculés généralement vers le nord (Zargouni, 1985; Bédir, 1995; Bouaziz, 1995; Bouaziz et al., 1999; Soussi and Ben Ismail, 2000; Piqué et al., 2002; Patriat et al., 2003). Cette période correspond au dépôt de sédiments évaporitiques et carbonatés. Durant le Crétacé supérieur et jusqu'à l'Eocène inférieur, le secteur a connu une deuxième phase d'extension orientée NE-SW et N-S perturbée par un épisode compressif de direction NW-SE du Maastrichtien supérieur au Paléocène inférieur (Zargouni, 1985; Bouaziz, 1995; Bouaziz et al., 2002; Mejri et al., 2006). Durant cette phase, se sont développées des failles normales d'orientation NW-SE telles que la faille de Gafsa qui constitue une structure majeure de la région. Cette extension s'est accompagnée du dépôt de sédiments continentaux et s'est poursuivie par une sédimentation marine carbonatée avec des dépôts épisodiques de phosphate datés du Paléocène et de l'Eocène inférieur (Bonafous and Bismuth, 1982; Zargouni, 1985; Zaier et al., 1998; Bouaziz et al., 2002). La période d'extension se clôture par une sédimentation lagunaire gypseuse indiquant une régression générale dans le bassin de Gafsa ( Zargouni, 1985; Piqué et al.,

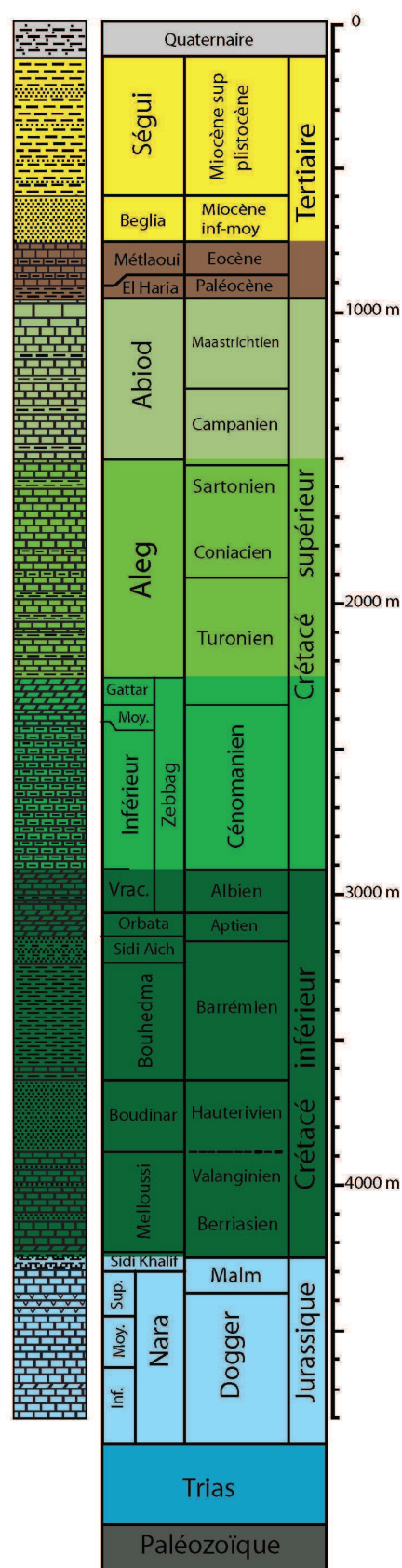


2002).

A partir de l'Eocène supérieur, une tectonique compressive a provoqué une émergence qui s'est poursuivie jusqu'à la fin du Miocène. Deux formations continentales du Mio-Pliocène (Fms Beglia et Ségui), discordantes, reposent sur les séries de l'Eocène. Ces discordances indiquent un polyphasage tectonique du plissement de l'Atlas méridional. Cette compression a débuté avec la phase atlasique datée du Lutetien supérieur et dirigée N-S (Piqué et al., 2002) ou NW-SE (Bouaziz et al., 2002). La discordance entre la formation Ségui et les formations antérieures est de l'ordre de quelques degrés ( $6^\circ$  au niveau de l'anticlinal de Djebel Sehib) suggérant un plissement consommé dans la réactivation, à une échelle régionale, des failles majeures des bassins mésozoïques (Zargouni, 1985; Bouaziz et al., 2002). La surrection des chaînons de Gafsa et de la chaîne des Chotts est en grande partie liée à la compression NW-SE du Miocène supérieur (Bouaziz et al., 2002; Zargouni, 1985). Les dépôts continentaux de la formation Ségui (Tortonien supérieur - Messinien) sont associés à cette déformation majeure (Bouaziz et al., 2002). Durant le Pliocène-Pléistocène, des événements compressifs de direction NW-SE ont réactivé les anticlinaux en place et les failles décrochantes (Zargouni, 1985; Ben Ayed, 1986). Cette compression semble continuer durant le Quaternaire avec la même direction NW-SE (Zargouni, 1985; Bouaziz et al., 2002) ou N-S (Piqué et al., 2002). Elle reflète une partie du déplacement estimé à 1 mm/an dû à la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie (Kamoun, 1981; Dlala et Hfaiedh, 1993; Chihi, 1995).

### 5.2.2. Cadre litho-stratigraphique

La connaissance de la litho-stratigraphie du bassin de Gafsa, établie principalement à partir des données de terrain, a récemment été améliorée grâce aux données de forages pétroliers et aux profils sismiques. Du Trias au Quaternaire, la colonne litho-stratigraphique montre que la série est continue sur plus de 6 km d'épaisseur. Le faible nombre de forages ne permet cependant pas de bien contraindre les variations stratigraphiques dans l'ensemble du bassin (Figure 5-3). Le forage d'El Guentass-1 situé au milieu du bassin de Gafsa résume bien la stratigraphie du bassin (Figure 5-4). Ce forage ne traversant pas la totalité du Jurassique, nous avons complété les informations manquantes à partir d'études structurales et géophysiques réalisées sur cette zone (Hlaiem, 1999; Soussi, 2000; Bédier et al., 2001; Zouaghi et al., 2005; 2007; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al., 2006; Bensalem et al., 2009).



**Figure 5-4:** Colonne lithostratigraphique établie à partir du forage d'El Guentass-1 (localisation sur la figure 5-3).



Le Trias montre d'importantes variations latérales de lithologie et d'épaisseur. Il est épais de 415 m au niveau du forage Melrhir en Algérie (Figure 5-3) et constitué d'argiles et de grès avec des intercalations d'évaporites à son sommet (Addoum, 1995). Au sud du bassin, le Trias terminal devient dolomitique avec des passées évaporitiques et sa partie médiane s'enrichit en anhydrites et en halite, tandis que son épaisseur varie de 500 m en moyenne à 750 au niveau du forage de Nafta-1 vers l'ouest (Figure 5-3). Les séries jurassiques sont présentées par la formation Nara subdivisée en de trois termes (Burrolet, 1956). Le terme inférieur, constitué de dolomies d'âge Lias inférieur (Soussi, 2000), devient plus riche en argiles et en anhydrites dans le bassin de Gafsa (Ahmadi, 2006). Le terme moyen expose des intercalations d'argiles et de calcaire d'âge Lias supérieur-Dogger inférieur (Zouari, 1995; Soussi, 2000). Le terme supérieur est composé de dolomies d'âge Callovien supérieur - Tithonique (Soussi, 2000). De façon générale, dans le bassin de Gafsa, le Jurassique s'épaissit vers l'ouest et son épaisseur varie entre 1600 m au niveau du forage Melrhir et environ 1200 m au forage de Nafta-1 (Figure 5-3).

Le forage d'El Guentass-1 traversant le Tertiaire et le Crétacé permet de décrire la lithologie et l'épaisseur des formations post-triasiques. La formation Sidi Khalif (Néocomien inférieur, 400 m d'épaisseur) est essentiellement composée d'argiles. La formation Melloussi (Néocomien supérieur, 400 m d'épaisseur) correspond à des calcaires massifs. Elle est suivie par la formation Boudinar (Barrémien, 850 m d'épaisseur) généralement sableuse. La formation Bouhedma (Aptien, 180 m d'épaisseur) expose des sédiments à dominante calcaire. La formation Sidi Aich (Albien, 350 m d'épaisseur) est généralement argileuse. La formation Orbata (Cénomanién, 270 m d'épaisseur) est essentiellement composée de calcaire. Elle est suivie par la formation Zebbag (Cénomanién supérieur-Turonien inférieur, 270 m d'épaisseur) généralement calcaire. La formation Aleg (Turonien supérieur-Campanien, 700 m d'épaisseur) est constituée d'argiles avec des intercalations de calcaire. La formation Abiod (Maastrichtien, 400 m d'épaisseur) expose des calcaires massifs qui se détachent bien dans la morphologie. Elle est surmontée par la formation El Haria (Paléocène inférieur et moyen, 40 m d'épaisseur) constituée d'argiles. La formation Métlaoui (Thanétien à Lutétien inférieur, 220 m d'épaisseur) est à dominante calcaire et contient de nombreuses couches de phosphates. La formation gypseuse Djeps (Lutétien supérieur, 40 m d'épaisseur) repose en discordance sur les séries antérieures. Cette dernière est coiffée par les formations Beglia (Miocène supérieur) et Ségui (Pliocène) composées de conglomérats, de sables et d'argiles d'une épaisseur totale de 400 m.

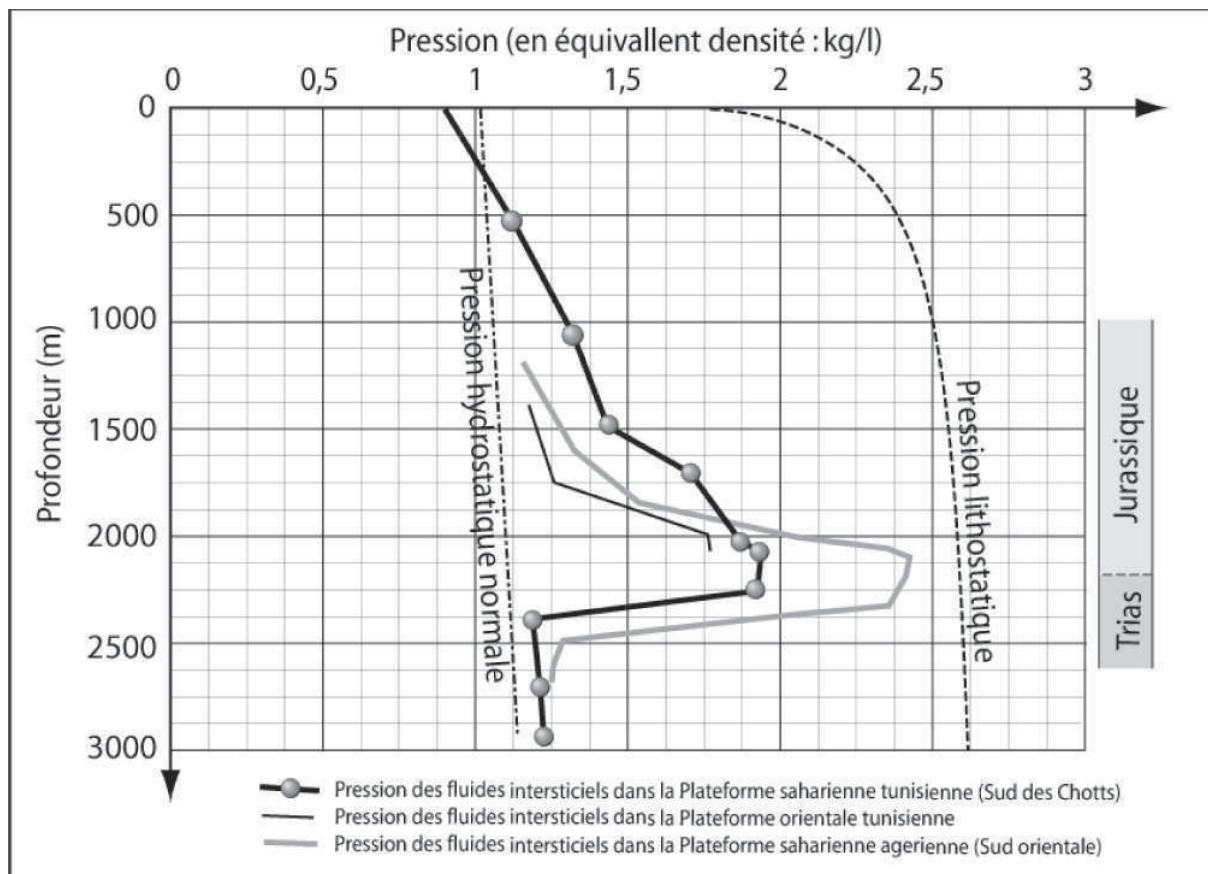
### 5.2.3. Modèle structural du bassin

Des travaux ont été menés dans le bassin de Gafsa pour mieux contraindre sa structuration profonde (Busson, 1971; Caire, 1977; Ben Ayed, 1980; Zargouni et Ruhland, 1981; Zargouni et al., 1984; Zargouni, 1985; Chihi et al., 1992; Bouaziz, 1995; Zouari, 1995; Hlaïem, 1999; Soussi, 2000; Bédir et al., 2001; Zouaghi et al., 2005; 2007; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al., 2006; Bensalem et al., 2009). Les premières études proposent que les plis anticlinaux résultent de la réactivation d'anciennes failles normales est-ouest qui ont affecté le socle lors de l'ouverture du bassin au cours du Mésozoïque (Busson, 1971; Caire, 1977; Ben Ayed, 1980; Soussi, 2000). D'autres travaux proposent que les anticlinaux sont nés sur des bandes de cisaillement E-W et NW-SE (Zargouni et Ruhland, 1981; Zargouni et al., 1984; Zargouni, 1985; Chihi et al., 1992; Bouaziz, 1995; Zouari, 1995; Bédir et al., 2001). Le plissement N-S est lié au raccourcissement des écaïlles de socle créant un bombement qui soulève la couverture sédimentaire selon une direction E-W. Le coulisement dextre des écaïlles NW-SE se traduit alors dans la couverture par les torsions et les virgations des structures plissées observées en surface. Zargouni (1985) suggère que le gradient de déformation serait décroissant vers le haut en raison de la présence de plusieurs niveaux incompetents qui amortiraient la déformation dans la couverture. Hlaïem (1999) et Zouaghi et al. (2005; 2007) proposent que la formation de ces anticlinaux est due à un phénomène de diapirisme généré par la remontée des évaporites du Trias-Lias. Cette hypothèse est basée sur l'interprétation de profils sismiques qui témoignent d'une montée du sel d'environ 3 km sous les Djebels Bouhlel et Sehib (Figure 5-3).

D'autres interprétations des données sismiques montrent plutôt que ces anticlinaux résultent d'un plissement sur propagation de faille sur un niveau de décollement situé dans les évaporites du Trias-Lias (Mejri et al., 2006; Ahmadi, 2006; Ahmadi et al., 2006; Bensalem et al., 2009). Cette interprétation est argumentée par la faible épaisseur des évaporites et notamment du sel dans le Trias-Lias par rapport au domaine atlasique situé au nord de la Tunisie et dominé par des diapirs de sel. La surpression de fluides au niveau du Trias-Lias est cohérente avec la présence d'un niveau de décollement dans ces séries (Figure 5-5) (e.g., Hubert and Rubbey, 1959; Cobbold and Castro, 1999; Cobbold et al., 2004). L'asymétrie des anticlinaux, typique des plis sur propagation de faille, et l'émergence de rampes en surface au niveau des flancs sub-verticaux et inverses de quelques anticlinaux favorisent des plis sur propagation de faille plutôt que des diapirs.

Face à ces interprétations, il nous paraît pertinent d'appliquer le modèle de plis sur

propagation de faille à inter-flancs variable afin de déterminer le niveau de décollement régional et ainsi de mieux contraindre la cinématique du plissement dans le bassin de Gafsa.



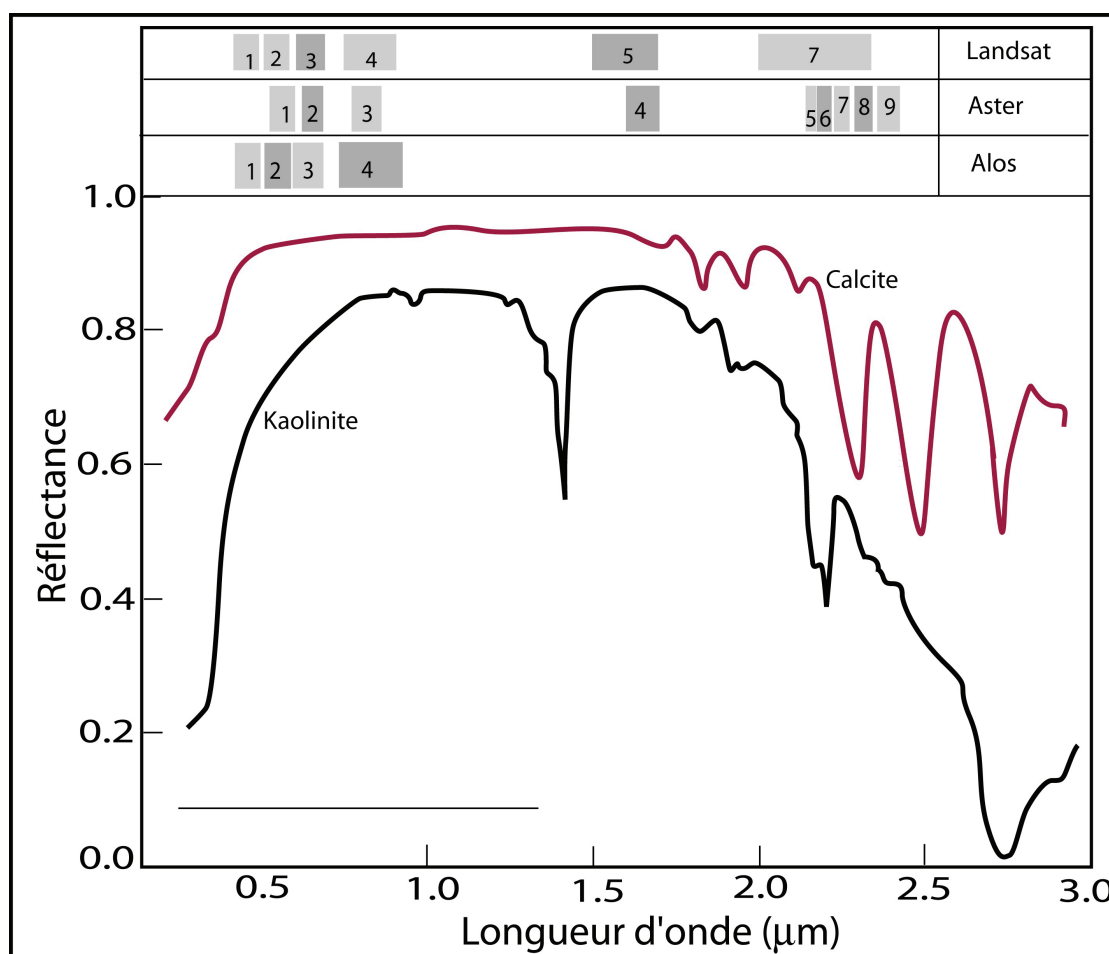
**Figure 5-5:** Courbes représentant les variations des pressions interstitielles des fluides en fonction de la profondeur pour des forages pétroliers situés dans des secteurs autour du bassin de Gafsa (Ahmadi, 2006).

#### 5.2.4. Cartographie télé-analytique des structures plissées

La région de Gafsa a fait l'objet de plusieurs travaux de cartographie à partir des données de télédétection et de terrain permettant d'établir une carte géologique au 1/500 000 (Ben Haj Ali et al., 1985) ainsi que des cartes au 1/100 000 (Fakraoui et Mokhtar, 1990; Mahjoub et al., 1990; Mahjoub et M'hadhab, 1990; Boukadiet al., 1991; Regaya et al., 1991; Slimane et al., 1991). Les données de télédétection peuvent être exploitées afin de remettre à jour les cartes et de mieux contraindre la géométrie de surface des structures plissées. L'avantage de cette cartographie télé-analytique réalisée à partir d'imagerie spatiale est de fournir des cartes géologiques numériques basées sur l'interprétation des données multisources et prêtes à être

exploitées dans un Système d'Information Géographique (SIG), favorisant la gestion conjointe de tous les types de données.

Notre base de données est constituée d'images multispectrales enregistrées uniquement dans les domaines du visible, du proche et du moyen l'infrarouge (NIR et SWIR) en raison de la résolution spatiale grossière des images enregistrées dans le domaine Thermique (TIR). Ces images sont issues des capteurs Landsat ETM+ dont la résolution spatiale est de 28,5 m (14,25 m pour le canal panchromatique), Aster à 14,25 m (dans le VNIR) et 28,5 m (dans le SWIR), et Alos à 10 m. Ces trois capteurs ont des caractéristiques spectrales qui leur sont propres (Figure 5-6). La base de données intègre aussi les données topographiques représentées par le modèle numérique de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ayant une résolution spatiale de 3 secondes d'arc (90 m à l'équateur) et le GDEM (30 m de résolution) construit à partir des images optiques Aster. Ces données ont été intégrées dans un SIG construit sur le logiciel TNTmips développé par la société MicroImages. Le traitement d'images appliqué est présenté dans l'annexe (1).



**Figure 5-6:** Différentes couvertures spectrales des capteurs Landsat ETM+, Aster et Alos en lien avec les réponses spectrales des minéraux.

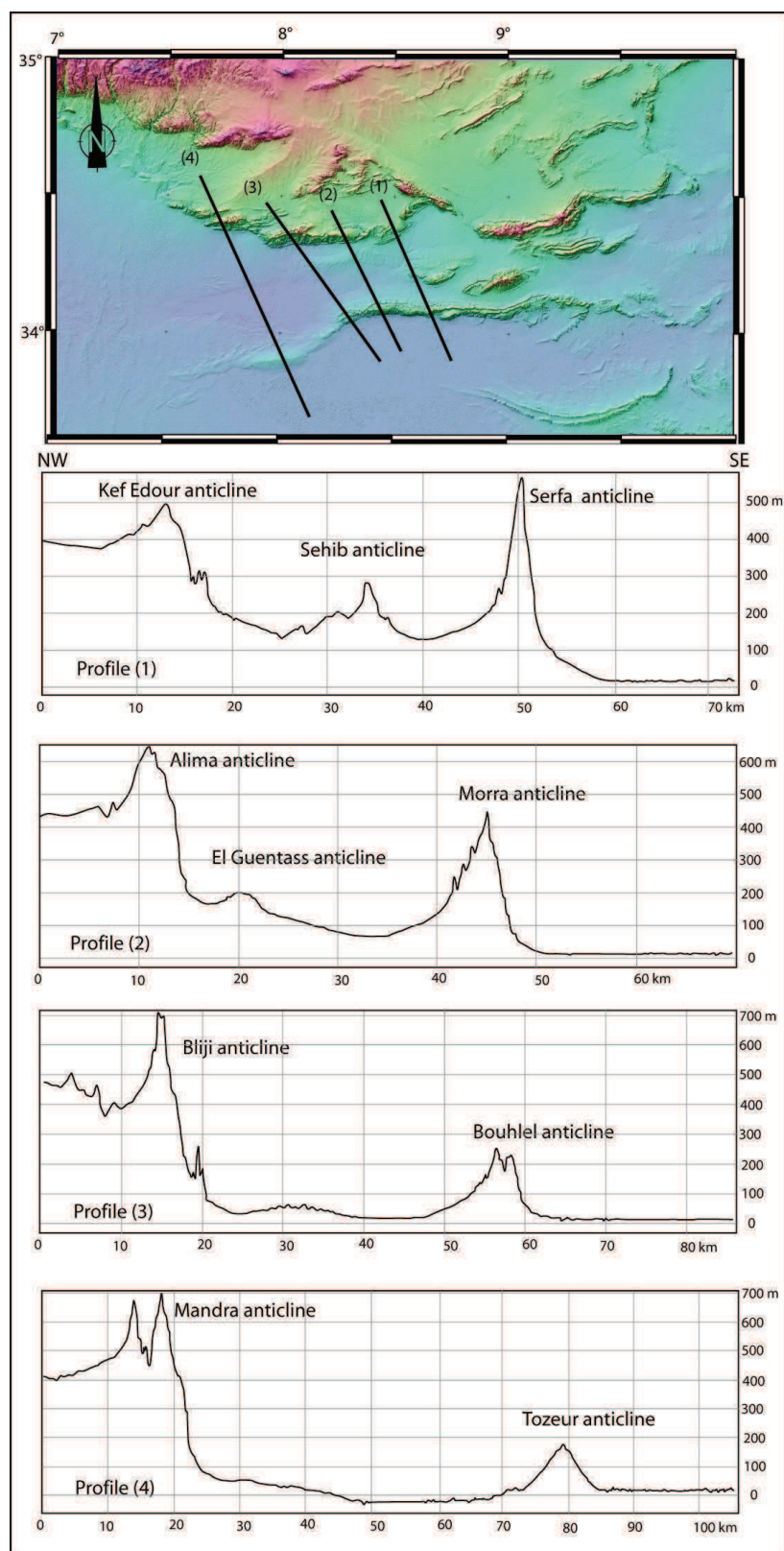
Nous avons complété les données par des mesures de pendage de couches prises sur le terrain. Cinq anticlinaux ont été modélisés. Ils correspondent aux Jebels de Bliji, Alima, El Guentass, Schib et Bouhlel, qui montrent des variétés géométriques importantes d'après les pendages de flancs et de leur amplitude.

### 5.2.5. Analyse topographique

Les données topographiques montrent un décalage altimétrique important entre les paliers synclinaux qui séparent les différents chaînons. Les quatre profils topographiques réalisés montrent un décalage vers le haut au niveau des chaînons de Metlaoui (nord) avec des amplitudes de 250 m (profils 1 et 2) à plus de 350 m (profils 3 et 4) (Figure 5-7). À l'inverse, ce décalage est beaucoup moins important et sa tendance est inversée au niveau de la chaîne des Chotts au sud, car il diminue de 110 m (profil 1) à 10 (profil 4) où le décalage devient positif vers le sud. Au niveau des plis en relais situés entre les deux chaînons, ce décalage est variable. Il est pratiquement nul sur les profils 1 et 3, et il atteint 100 m environ sur les profils 2 et 4.

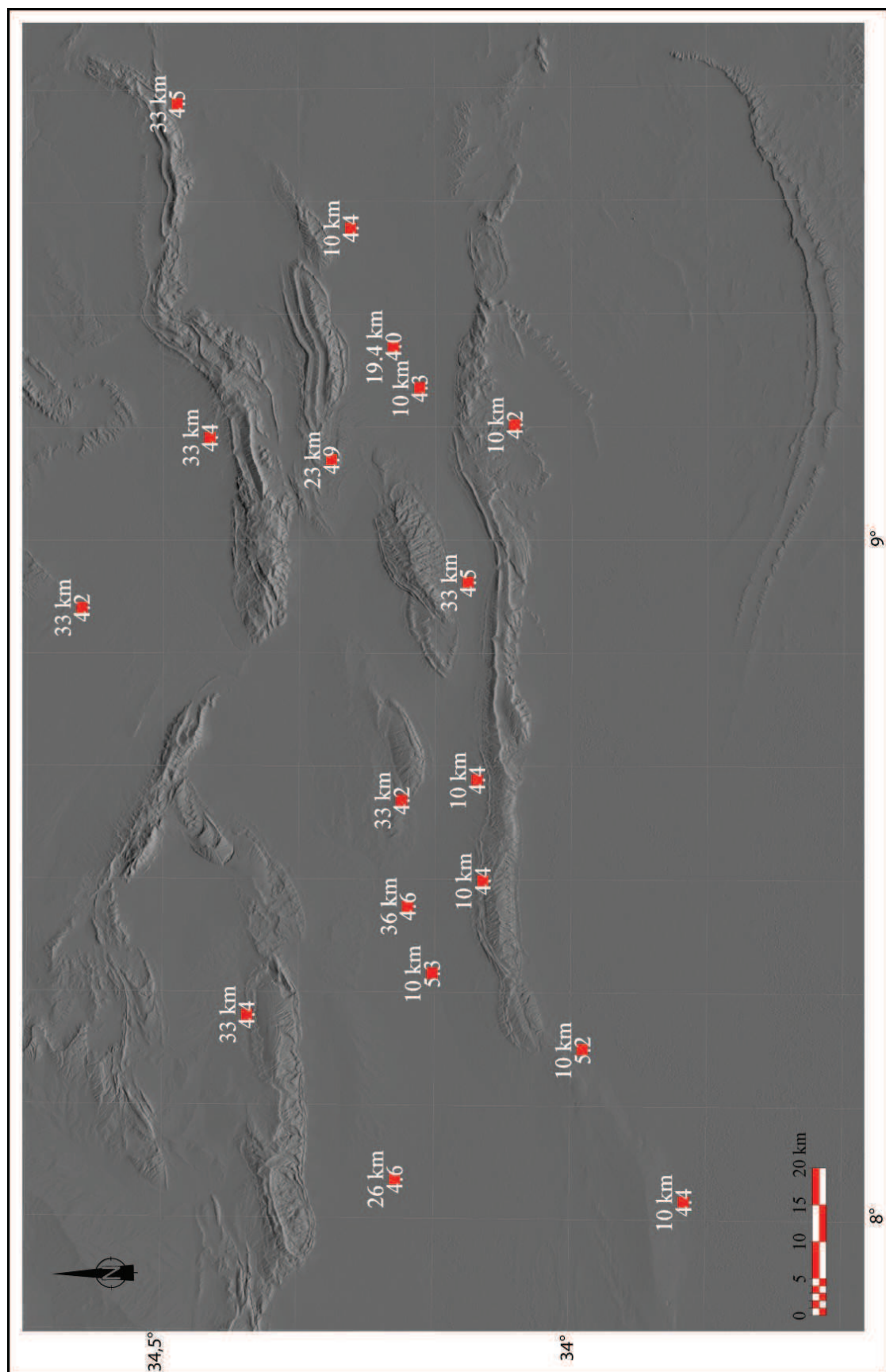
Ce décalage altimétrique est difficile à prendre en compte dans le cadre d'une modélisation cinématique conventionnelle. Pour l'intégrer, nous pouvons considérer que le niveau de décollement est oblique et corriger ensuite les plongements des flancs, l'amplitude et la longueur d'onde des anticlinaux en fonction de l'inclinaison du niveau de décollement. Cette hypothèse a été proposée par Ahmadi (2006) pour expliquer le décalage observé au niveau de l'anticlinal d'Alima (profil 2) tout en avançant que cette hypothèse n'est pas compatible avec un déplacement du matériel du nord vers le sud si le décollement est incliné vers le sud. Une autre solution plus convaincante est de considérer ce décalage comme étant l'expression en surface d'une déformation du socle paléozoïque. En effet, le décalage altimétrique entre les paliers de part et d'autre de structures plissées a été observé dans des domaines montagneux tels que le Zagros et les Pyrénées (Lacombe et Mouthereau, 2002; Mouthereau et al., 2006; Lacombe et al., 2006; Mouthereau et Lacombe, 2006; Mouthereau et al., 2007). Ces auteurs interprètent alors que la déformation affecte le socle et la couverture. Dans le bassin de Gafsa, plusieurs études sur les données géophysiques montrent que le socle paléozoïque est décalé vers le haut en se déplaçant vers le nord (Burrolet, 1956; Busson, 1971; Caire, 1977; Ben Ayed, 1980; Zargouni et Ruhland, 1981; Zargouni et al., 1984; Zargouni, 1985; Chihi et al., 1992; Bouaziz, 1995; Zouari, 1995; Bédir et al., 2001; Soussi, 2000). La sismicité de la zone d'étude montre que la profondeur de l'épicentre des séismes est supérieure à 10 km (Figure 5-

8). Ces données tendaient donc à approuver une activité tectonique affectant le socle paléozoïque de la région .



*Figure 5-7: Profils topographiques traversant les chaînons du bassin de Gafsa et montrant les décalages altimétriques entre les paliers synclinaux.*

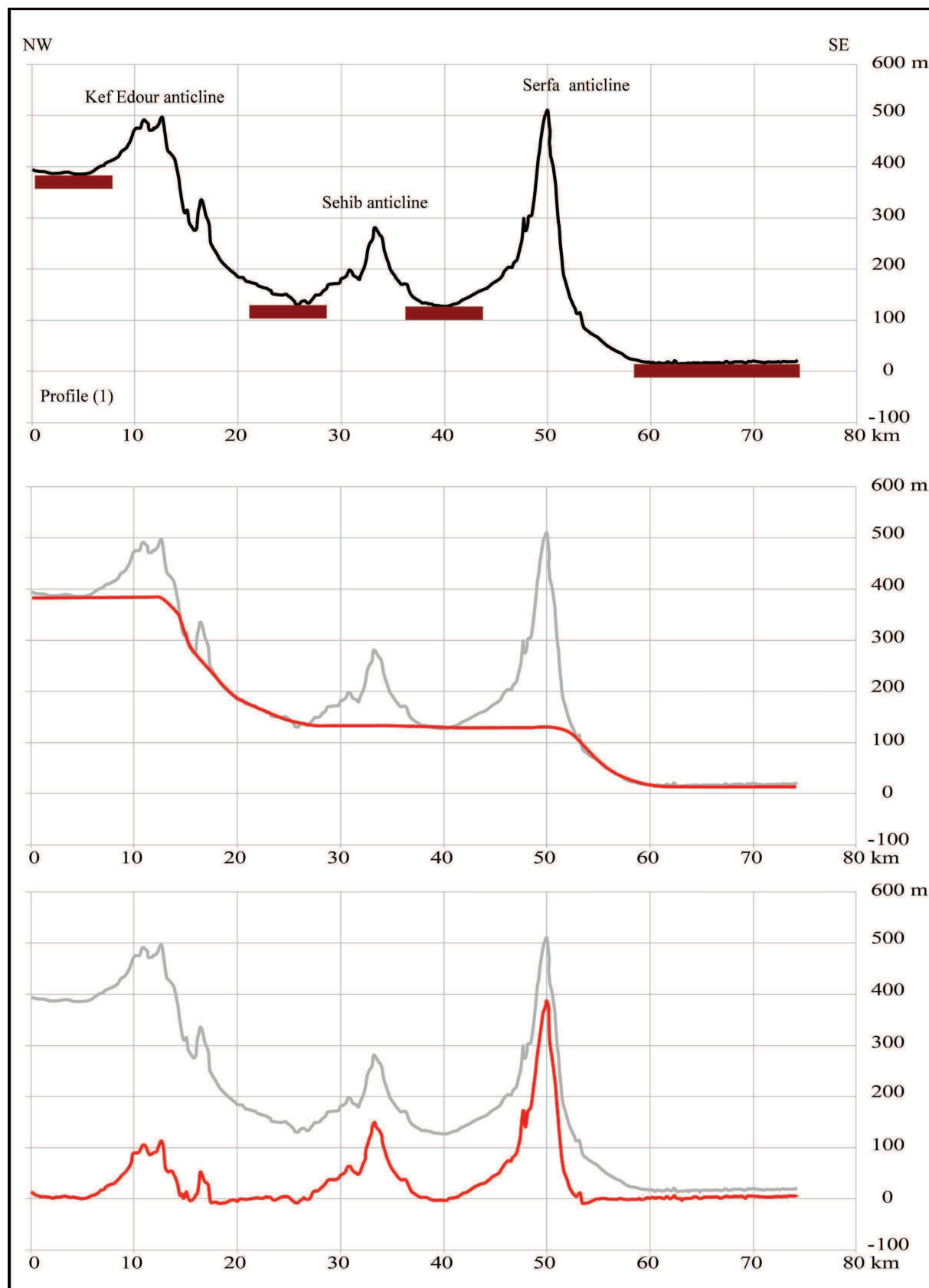




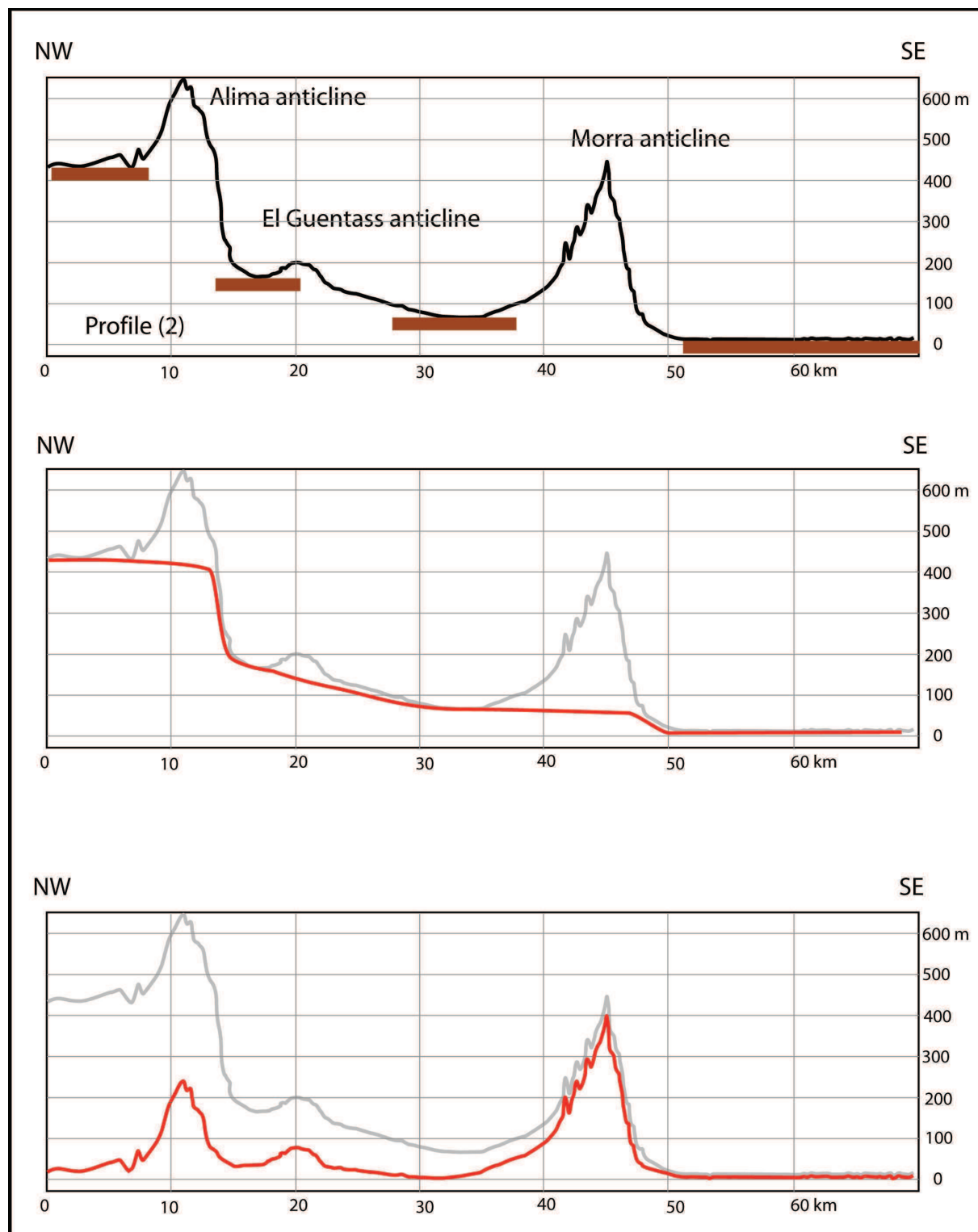
*Figure 5-8: Localisation, profondeur, magnitudes et dates des séismes enregistrés dans la région de Gafsa.*

L'effet du socle peut alors être éliminé lors de la modélisation des anticlinaux en tant que plis sur propagation de faille, mais elle doit être prise en compte lors de l'interprétation structurale globale basée sur cette modélisation. Pour éliminer ce décalage, il est possible d'utiliser des filtres passe-bas qui vont conserver les déformations de petite longueur d'onde correspondant à la déformation de la couverture et négliger celles de grande longueur d'onde reflétant la déformation du socle (Wessel et Smith, 1998; Mouthereau et al., 2006). Cependant, et en raison de la faible distance entre le chaînon de Metlaoui et celui des plis en relais, les deux chaînons risquent d'être considérés comme un pli unique notamment à cause de la grande distance qui sépare la chaîne des Chotts de la zone des plis en relais. Il est donc préférable d'effectuer manuellement ce filtrage en fixant au préalable le décalage altimétrique le long de chaque profil (Figures 5-9, 5-10, 5-11 et 5-12). Ce filtrage manuel consiste à gommer les décalage en les relevant et rabaissant artificiellement.

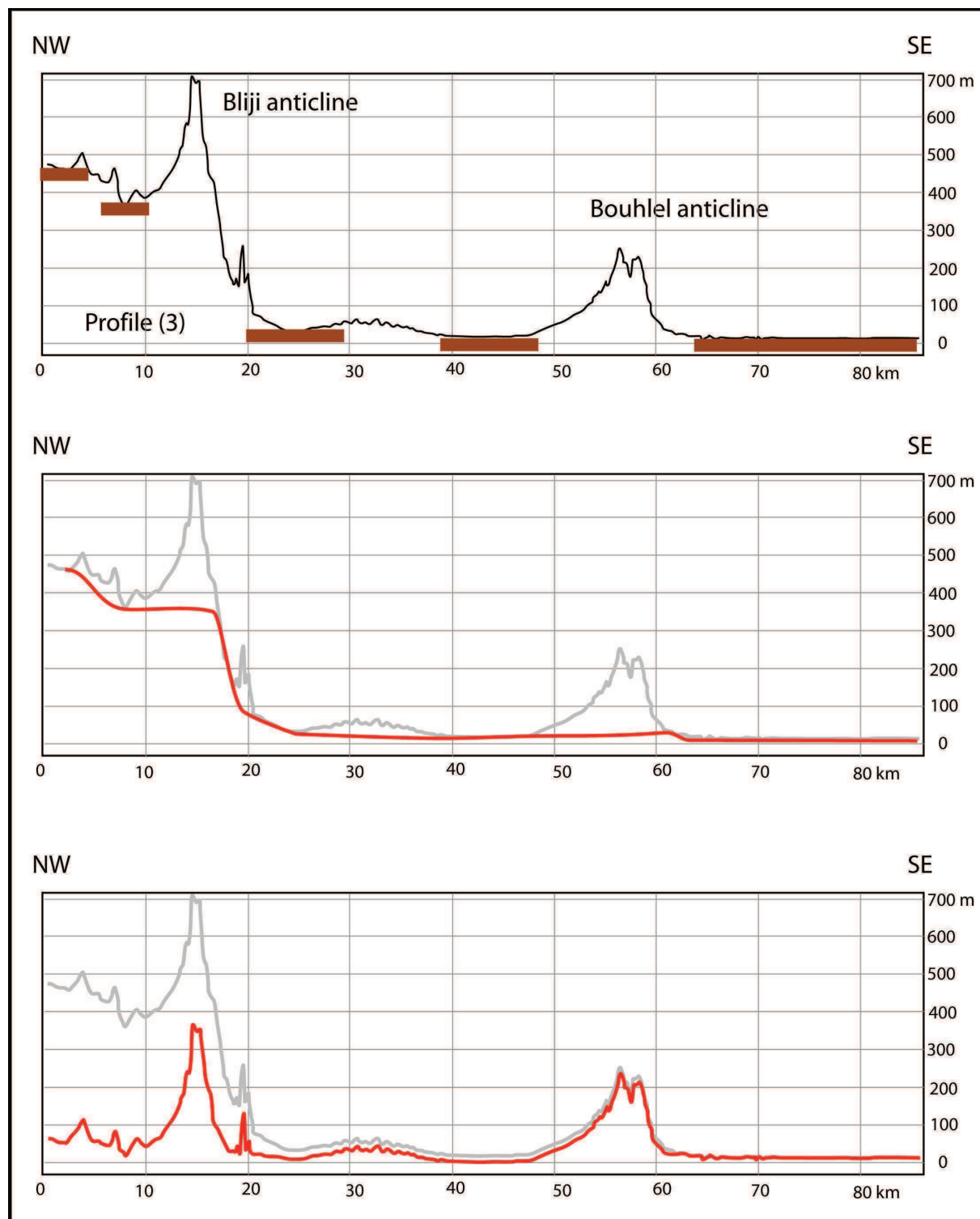




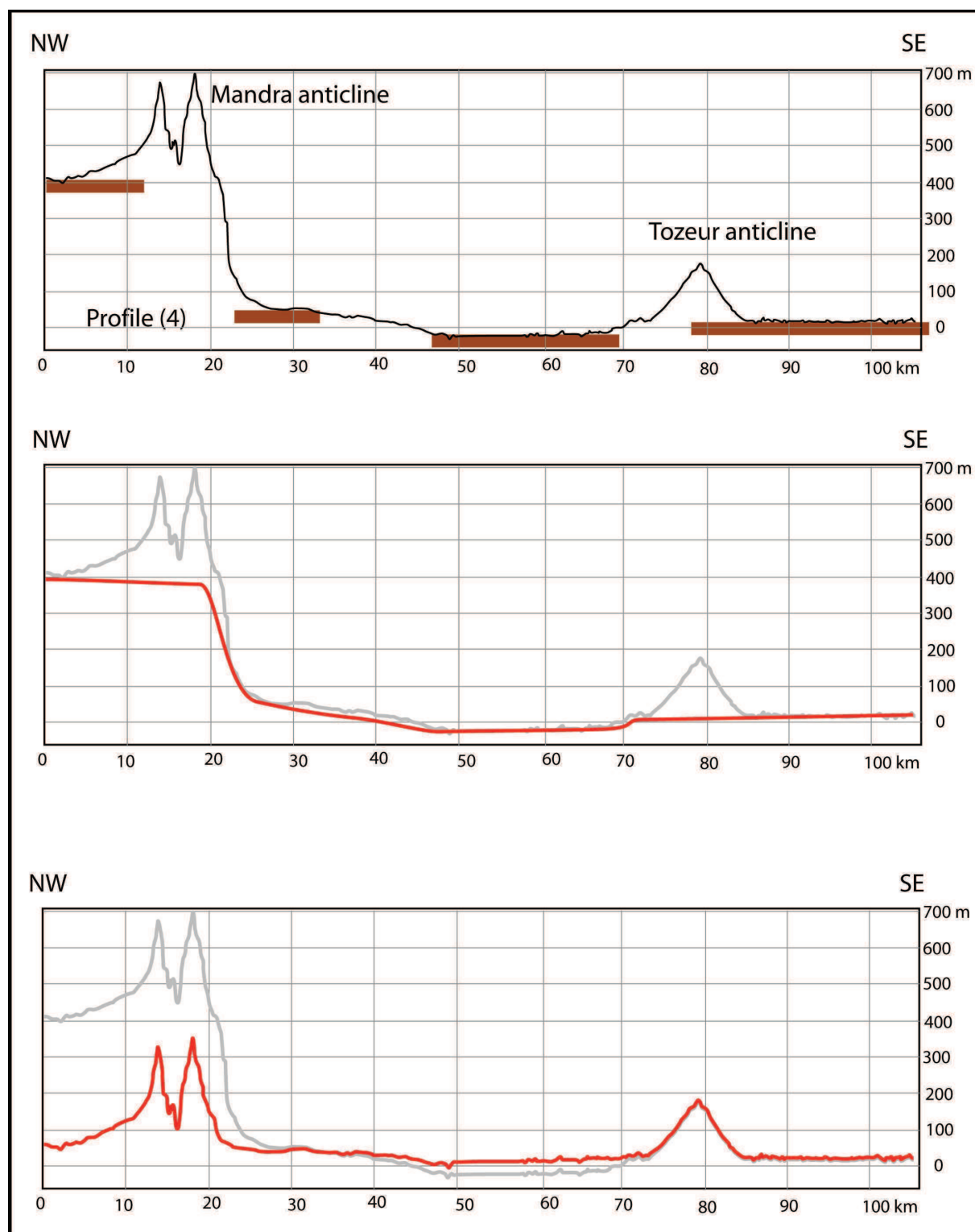
*Figure 5-9: Correction du décalage altimétrique lié à la déformation du socle au niveau du profil 1 (localisation sur la figure 5-7).*



*Figure 5-10: Correction du décalage altimétrique lié à la déformation du socle au niveau du profil 2 (localisation sur la figure 5-7).*



*Figure 5-11: Correction du décalage altimétrique lié à la déformation du socle au niveau du profil 3 (localisation sur la figure 5-7).*



**Figure 5-12:** Correction du décalage altimétrique lié à la déformation du socle au niveau du profil 4 (localisation sur la figure 5-7).

### 5.3. *Modélisation structurale des plis anticlinaux*

#### 5.3.1. Méthodologie

Dans le bassin de Gafsa, le plissement sur propagation de faille est le modèle de déformation le plus cohérent avec l'ensemble des données de subsurface (pression de fluides, profils sismique et données de puits) (Ahmadi, 2006; Ahmadi et al, 2006; Bensalem et al, 2009). Ces données indiquent un niveau de décollement situé dans les anhydrites du Trias-Lias. Toutefois, la seule modélisation cinématique des anticlinaux selon ce modèle de plissement réalisée par Outtani et al. (1995) implique un niveau de décollement situé dans le Crétacé supérieur.

Afin de vérifier la compatibilité du plissement sur propagation de faille avec l'ensemble des données géophysiques dans le bassin de Gafsa, notre objectif est de modéliser plusieurs structures plissées exposant différentes géométries. Cette modélisation sera réalisée à partir des informations de surface afin de valider la méthode de reconstruction en profondeur des coupes géologiques équilibrées. Ces anticlinaux seront reconstruits à partir des différents modèles de plissement sur propagation de faille, basés sur les deux géométries classique (kink-band) et trishear.

Le modèle de plissement que nous avons développé comprend tous les modèles à géométrie classique (kink-band) tout en leur assurant une cinématique d'évolution plicative continue et capable d'expliquer la rotation du flanc externe du pli au cours du temps. L'incompatibilité des géométries observées avec certains modèles sera discutée pour chaque anticlinal. La reconstruction des coupes sera facilitée par la modélisation inverse semi-automatisée intégrée dans le code Profold. Ce travail nécessite uniquement la connaissance de quatre paramètres qui peuvent être mesurés et observés à partir de la surface (plongement des deux flancs du pli, amplitude et longueur d'onde du pli). Intégrés au code, ces paramètres permettent de calculer la profondeur du niveau de décollement en vue d'établir la coupe équilibrée de l'anticlinal.

La reconstruction des coupes selon le modèle trishear sera réalisée à l'aide du modèle trishear modifié et codé par Allmendinger (1998). Cependant, et à défaut d'une méthode inverse destinée aux plis sur propagation de faille dans ce programme, la reconstruction sera réalisée par une modélisation directe de manière à approcher au mieux la géométrie de l'anticlinal. Bien que ce travail ne soit pas trivial puisqu'il nécessite un équilibre optimal entre

les différents paramètres indépendants du modèle, nous avons suivi des règles élémentaires contribuant à une reconstruction fiable des anticlinaux selon ce modèle. Ces règles sont inspirées de la méthode inverse proposée dans le code d'Allmendinger (1998) pour la reconstruction des monoclinaux. Elles sont aussi basées sur les études développées par Erslev (1991), Hardy et Ford (1997) et Allmendinger (1998) étudiant la variation des paramètres du trishear dans la méthode directe dans la géométrie finale du pli. Ces règles sont:

- l'amplitude du pli est directement liée à la valeur du déplacement  $S$  et à l'angle de la rampe ;
- le pendage du flanc externe du pli est fonction de la forme de la zone du trishear définie par son angle apical et du rapport de la propagation sur le déplacement ( $P/S$ ) qui précise la position de la pointe de la rampe par rapport au niveau de décollement. Ainsi, le flanc est plus déformé quand le rapport  $P/S$  est faible et la zone du trishear est étroite ;
- la longueur d'onde du pli mesurée pour un niveau stratigraphique est fonction de la position du niveau de décollement ;
- sachant que le modèle de trishear implique une augmentation du plongement du flanc externe avec la profondeur, la longueur d'onde du pli et le plongement du flanc externe doivent être modélisés ensemble suivant un équilibre optimal entre le déplacement  $S$ , le rapport  $P/S$ , l'angle apical de la zone trishear, et la position du niveau de décollement par rapport au niveau marqueur.

La reconstruction des anticlinaux en profondeur à partir de leurs géométries de surface nécessite l'adoption d'un marqueur litho-stratigraphique bien choisi à partir duquel les paramètres géométriques peuvent être concrètement estimés. La profondeur du niveau de décollement sera référencée par rapport à ce niveau de décollement. Pour que ce niveau reflète fidèlement la déformation plicative, son âge doit être antérieur à la compression responsable de la mise en place des anticlinaux. Il doit également être caractérisé par des surfaces structurales bien visible pour que les mesures de plongement soient précises. Dans le bassin de Gafsa, ces conditions sont assurées par plusieurs niveaux litho-stratigraphiques et notamment par les épaisses barres de calcaire massif du Maastrichtien et du Campanien.

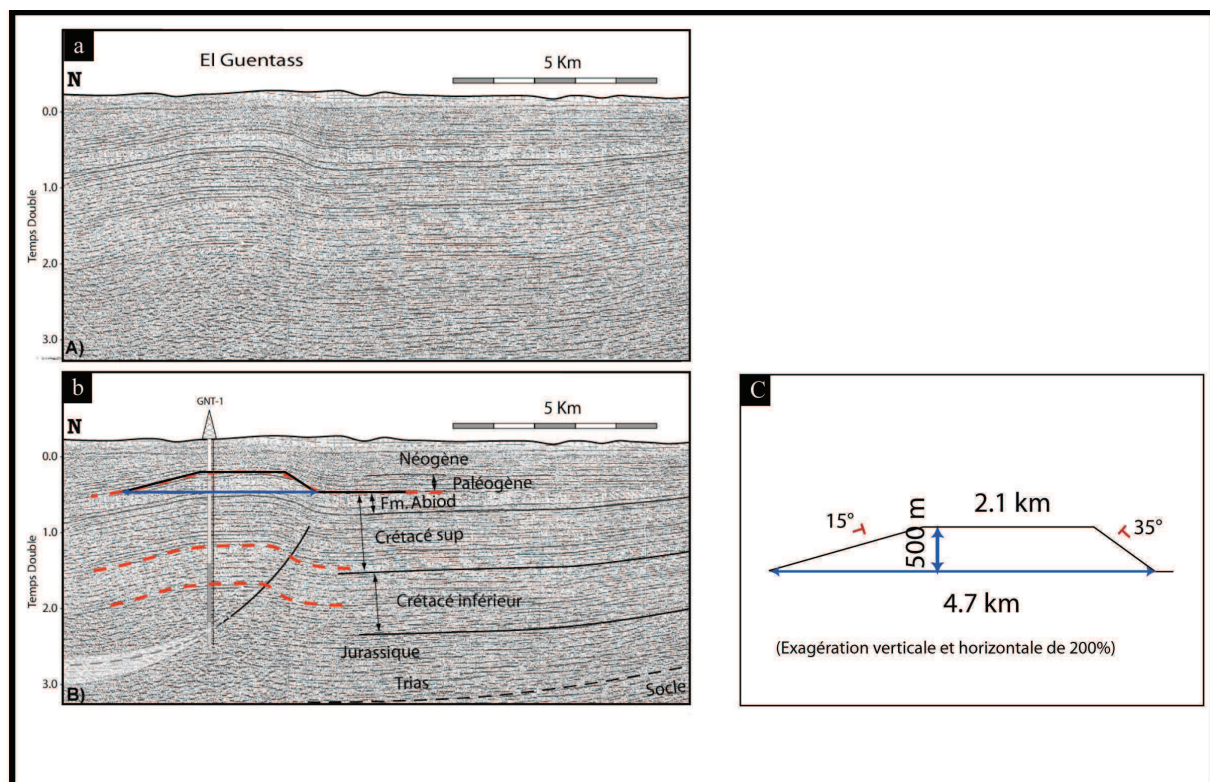
La reconstruction des anticlinaux est contrainte par un modèle d'épaisseurs tiré du forage d'El Guentass qui indique une épaisseur du Crétacé supérieur et inférieur de 1950 m et 1350 m, respectivement. Ce forage ne traversant pas tout le Jurassique, les épaisseurs du Jurassique et du Trias ont été respectivement estimées à partir des données géophysiques régionales



(Ahmadi, 2006) à 1350 m et à 500 m .

### 5.3.2. L'anticlinal du Djebel El Guentass

Cet anticlinal imagé par une coupe sismique constitue un exemple de référence pour estimer la profondeur du niveau de décollement et ainsi de comparer l'architecture de l'anticlinal avec les coupes géologiques reconstruites selon chaque modèle du plissement. Bien qu'elle ne soit pas convertie en profondeur, la coupe sismique est calée avec le forage GN-1 qui atteint le Jurassique moyen (Figure 5-13). Elle montre un plissement simple et homogène au moins jusqu'au milieu du Crétacé inférieur (Figure 5-13-a, b), indiquant que le niveau de décollement est au moins dans le Jurassique. Le Trias supérieur-Lias est un bon candidat au décollement compte tenu de la présence d'anhydrites et d'une anomalie de la haute pression des fluides enregistrée dans ces couches (Figure 5-13-c).



**Figure 5-13:** Géométrie de l'anticlinal d'El Guentass. (a) Coupe sismique de l'anticlinal en temps double (Ahmadi, 2006). (b) Calage de la coupe sismique avec les données de forage et interprétation des réflecteurs sismiques (Ahmadi, 2006). (c) Géométrie de l'anticlinal au sommet de la formation Abiod (Maastrichtien) montrant les plongements des flancs, l'amplitude et la longueur d'onde du pli.

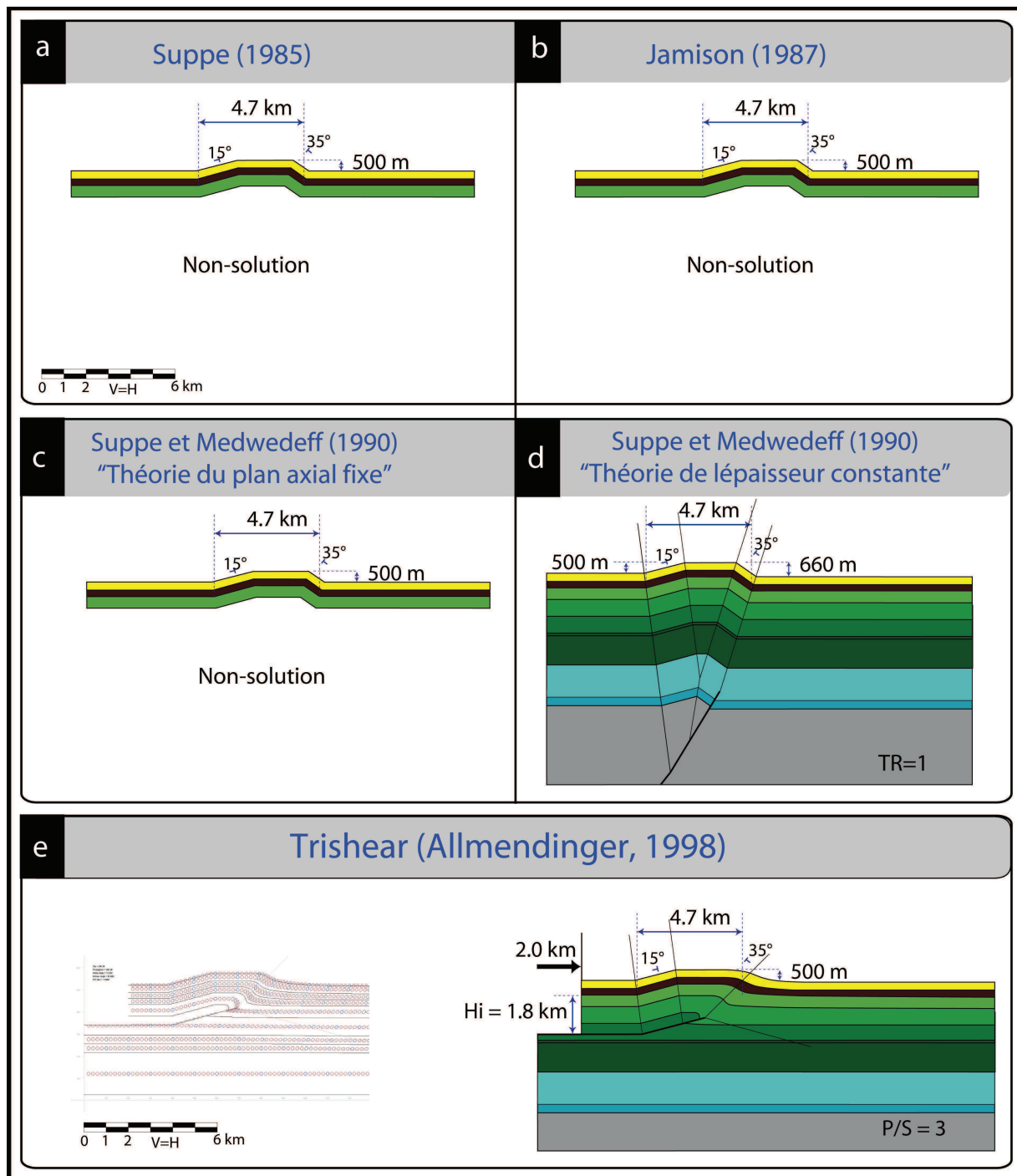
Ahmadi (2006) propose un niveau de décollement situé entre 2,6 et 3 secondes (temps double) depuis la surface, soit entre 5800 m et 6700 m après calage avec le forage GNT-1. Cette profondeur oscille entre 4500 m et 5600 m sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-13-b).

La coupe sismique montre un plongement maximal de  $15^{\circ}\text{N}$  sur le flanc interne au nord et de  $35^{\circ}\text{S}$  sur le flanc externe au sud, soit un angle inter-flancs de  $130^{\circ}$ . L'amplitude du pli est de 500 m et sa longueur d'onde atteint 4700 m au toit du Maastrichtien avec une partie sommitale large d'environ 2100 m (Figure 5-13-b, c). Ces valeurs de plongement sont incompatibles avec le modèle de Suppe (1985) qui impliquerait un flanc externe inverse plongeant à  $44^{\circ}\text{N}$  et non pas  $35^{\circ}\text{S}$  (Figure 5-14-a). La géométrie de l'anticlinal n'est cohérente ni avec le modèle de Jamison (1987) qui ne propose pas de solution pour ce pli, ni avec le modèle du plan axial fixe (Suppe et Medwedeff, 1990) impliquant un flanc externe sub-vertical plongeant à  $82,5^{\circ}\text{S}$  (Figure 5-14-b, c). En revanche le modèle d'épaisseur constante (Suppe et Medwedeff, 1990) propose une solution où le pli est une combinaison d'un anticlinal passif se développant sur une rampe plongeant à  $51^{\circ}$  et d'un pli sur propagation de faille associé à une rampe plongeant à  $58,5^{\circ}$ . Dans ce modèle, l'épaisseur du flanc externe est conservée. Dans cette configuration, le synclinal d'avant-pays s'enfonce de 160 m par rapport au synclinal piggy-back (33% de l'amplitude du pli) (Figure 5-14-d).

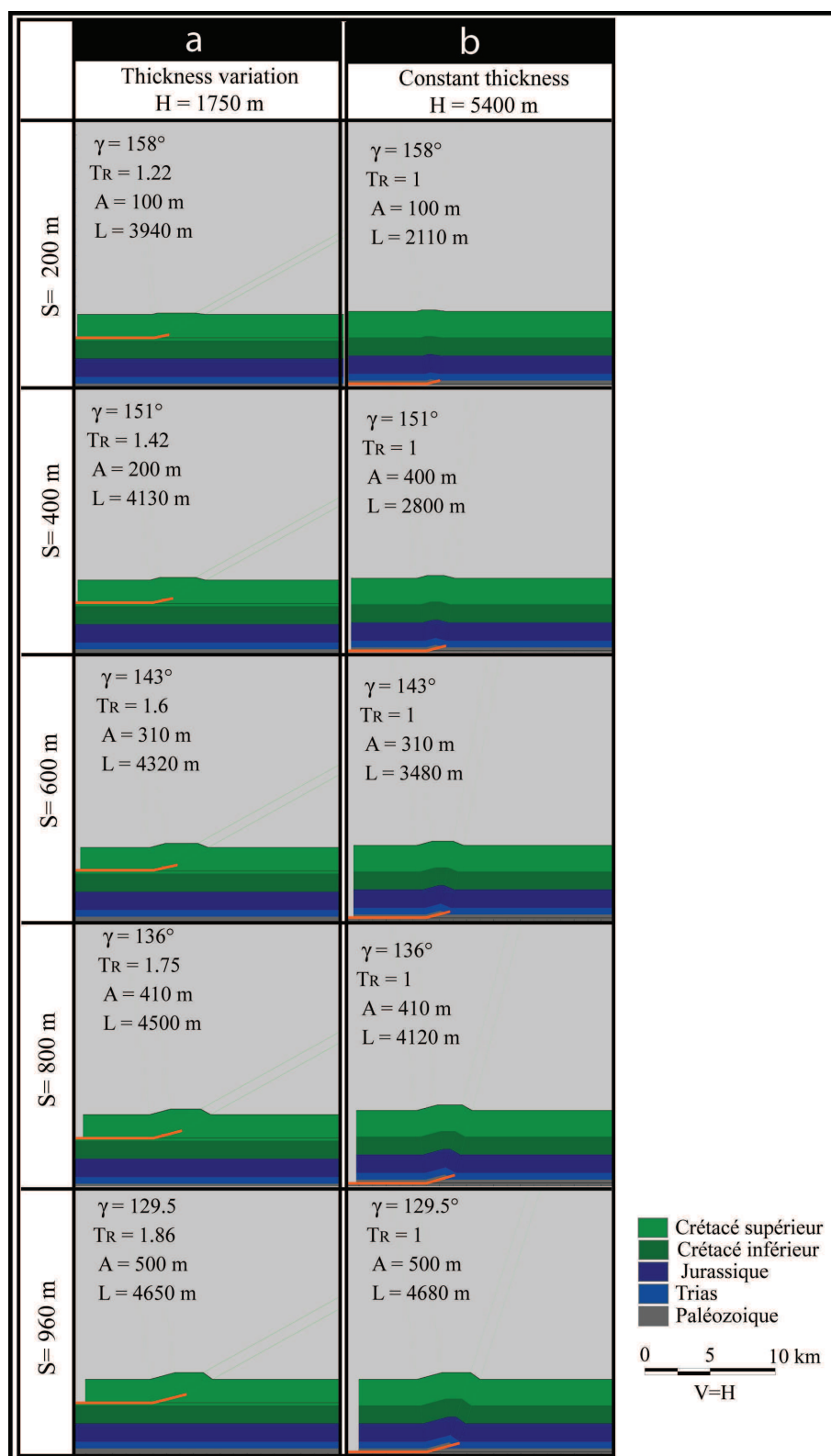
La modélisation du pli selon le modèle de trishear implique un déplacement de 2000 m, soit un raccourcissement de 43% et un angle de Trishear de  $60^{\circ}$  avec un rapport  $P/S$  de 3. Le niveau de décollement serait situé à  $H_i = 1,8$  km de profondeur sous le toit du Maastrichtien, ce qui correspond à la base du Crétacé supérieur (Figure 5-14-e).

Notre modèle implique un épaississement atteignant 86% dans le flanc externe ( $T_R = 1,86$ ) alors qu'il n'y a pas de variation d'épaisseur d'après la coupe sismique. La reconstruction du pli selon ce modèle indique un niveau de décollement situé à la base du Crétacé supérieur, soit à 1750 m de profondeur sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-15-a). Une modélisation avec conservation d'épaisseur implique un niveau de décollement localisé à 5400 m de profondeur (Figure 5-15-b), ce qui correspond à celui qui peut être tiré de la coupe sismique (entre 4500 et 5600 m de profondeur).





**Figure 5-14:** Résultats de la modélisation de l'anticlinal d'El Guentass selon les modèles de (a) Suppe (1985), (b) Jamison (1987), (c) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie du plan axial fixe», (d) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie de l'épaisseur constante» et (e) trishear selon Allmendinger (1998).



**Figure 5-15:** Reconstruction du plissement de l'anticlinal d'El Guentass selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant (a) la variation de l'épaisseur du flanc externe et (b) la conservation de cette épaisseur durant le plissement. La dernière étape correspond à la géométrie actuelle de l'anticlinal.

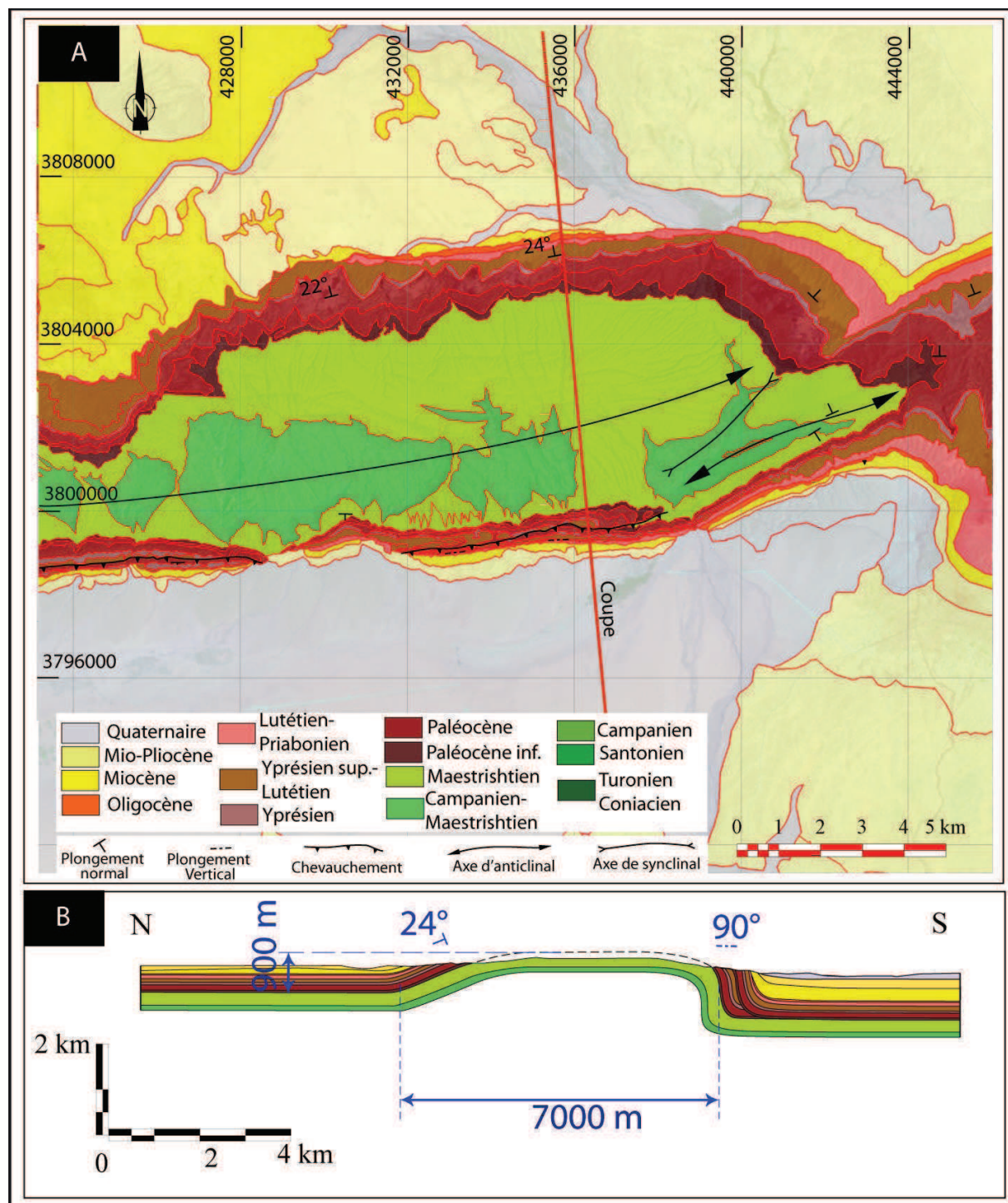
### 5.3.3. L'anticlinal du Djebel Alima

La modélisation de cet anticlinal a un intérêt particulier car il est situé à 5 km au nord de l'anticlinal d'El Guentass imagé par la sismique. Il pourrait donc être associé au même niveau de décollement. Le plongement du flanc nord étant de  $24^{\circ}$ N et le flanc sud vertical impliquent un angle inter-flanc de  $66^{\circ}$ . Après reconstruction de la formation Abiod (Maastrichtien), l'amplitude du pli est de 900 m et sa longueur d'onde atteint 7000 m au toit du Maastrichtien. La différence topographique entre les deux charnières interne et externe du pli est de 400 m (Figure 5-16). Il n'y a pas de changement d'épaisseur dans le flanc externe du pli. Le dédoublement des séries observé dans la formation carbonatée Métlaoui est dû à une faille frontale qui s'enracine dans la formation argileuse El Haria.

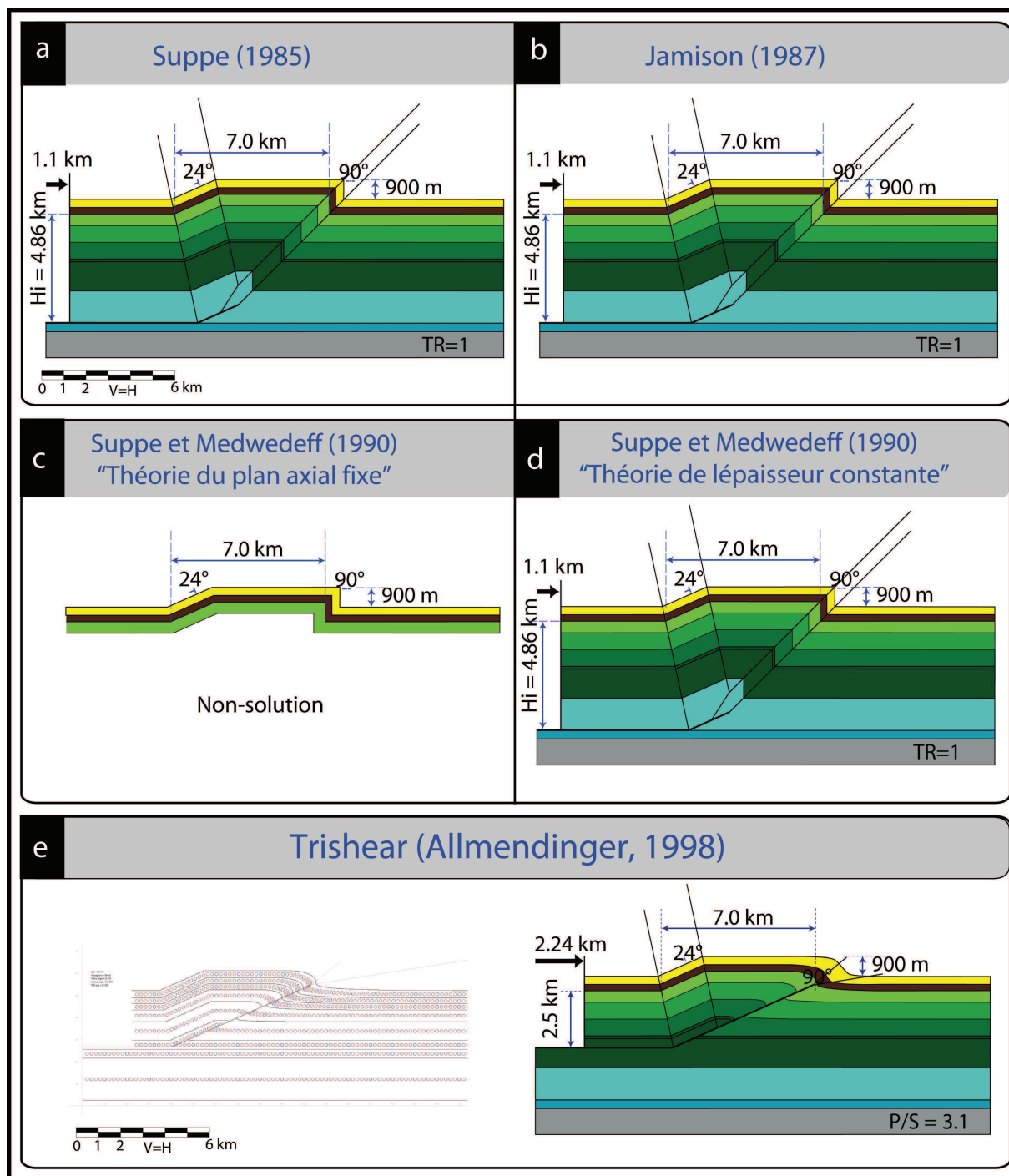
La géométrie de cet anticlinal correspond à la solution géométrique tirée du modèle de Suppe (1985) (Figure 5-17-a). Cette géométrie est conforme aussi avec le modèle de (Jamison, 1987) impliquant une conservation de l'épaisseur initiale du flanc externe du pli (Figure 5-17-b). Elle correspond aussi à la théorie de l'épaisseur constante du modèle (Suppe et Medwedeff, 1990) impliquant un niveau de décollement horizontal (Figure 5-17-c, d) alors qu'elle n'est pas en accord avec la théorie du plan axial fixe (Suppe et Medwedeff, 1990) impliquant un flanc externe plongeant à  $78^{\circ}$ S.

La modélisation de cette structure selon le modèle de trishear indique un déplacement de 2,24 km, soit un raccourcissement de 30%, avec un angle apical de  $30^{\circ}$  et un rapport  $P/S$  de 3,1. Le décollement est situé à une profondeur de 2,55 km sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-17-e). Le niveau de décollement suivant ce modèle de trishear serait donc situé à la base de la formation argileuse Bouhedma (Barrémien), soit entre 2000 m et 3100 m au dessus de celui imagé par la sismique.

D'après notre modèle, la géométrie du pli est en accord avec un flanc externe qui retrouve son épaisseur initiale, ce qui est en accord avec l'hypothèse de l'épaisseur constante du flanc externe de cet anticlinal. L'anticlinal est compatible avec un déplacement de 1100 m, soit un raccourcissement de 16%, et un niveau de décollement situé à 4860 m de profondeur sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-18). Cette profondeur correspond bien à celle des niveaux de Trias-Lias estimée à partir des données de subsurface. La modélisation temporelle du plissement montre qu'un chemin d'aller-retour est valable pour cette structure selon la conservation ou la variation de l'épaisseur (Figure 5-18-a et b).

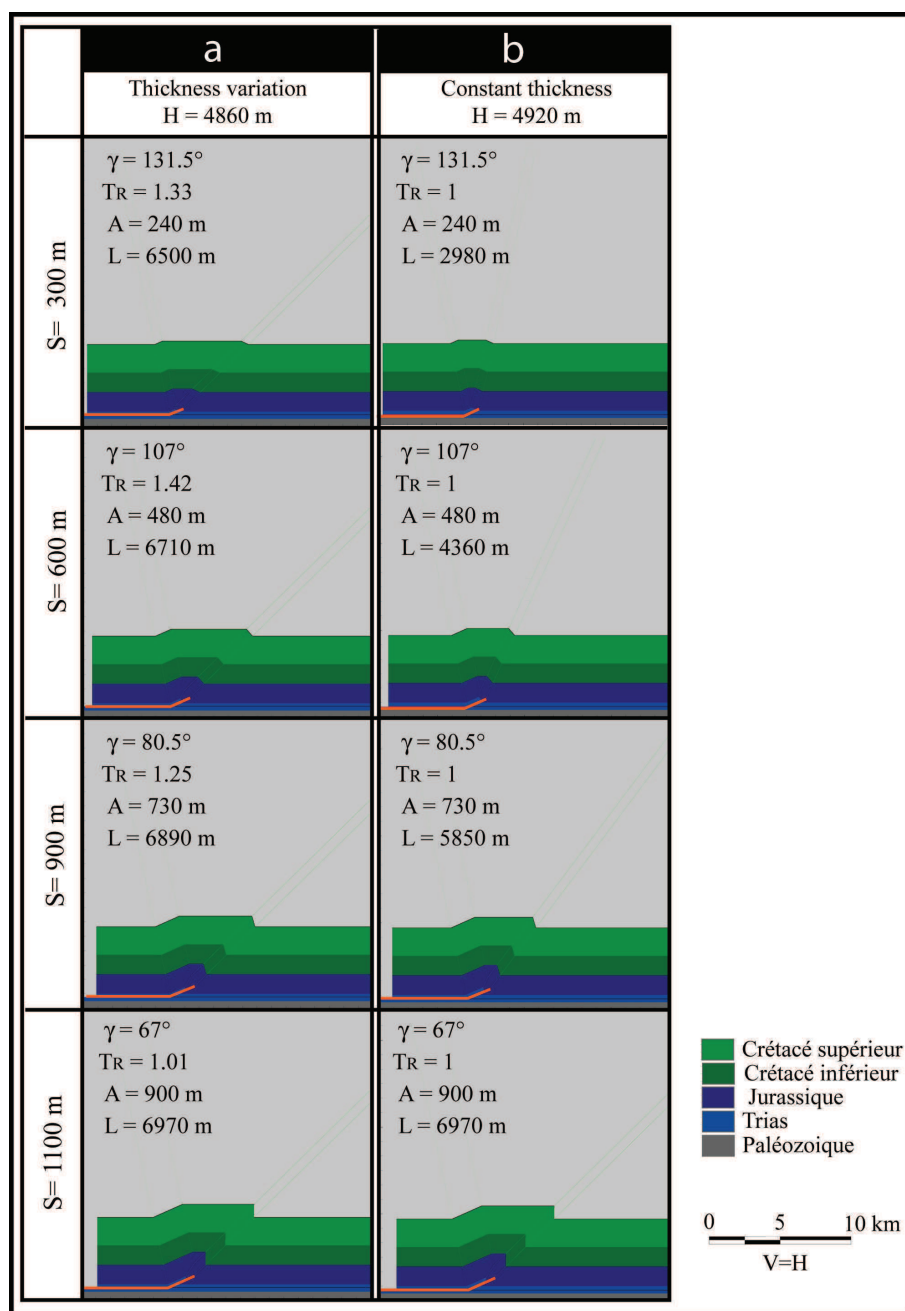


**Figure 5-16:** Géométrie de surface de l'anticlinal d'Alima. (a) Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal. (b) Coupe géologique montrant les paramètres de surface du pli.



**Figure 5-17:** Résultats de la modélisation de l'anticlinal d'Alima selon les modèles de (a) Suppe (1985), (b) Jamison (1987), (c) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie du plan axial fixe», (d) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie de l'épaisseur constante» et (e) trishear selon Allmendinger (1998).



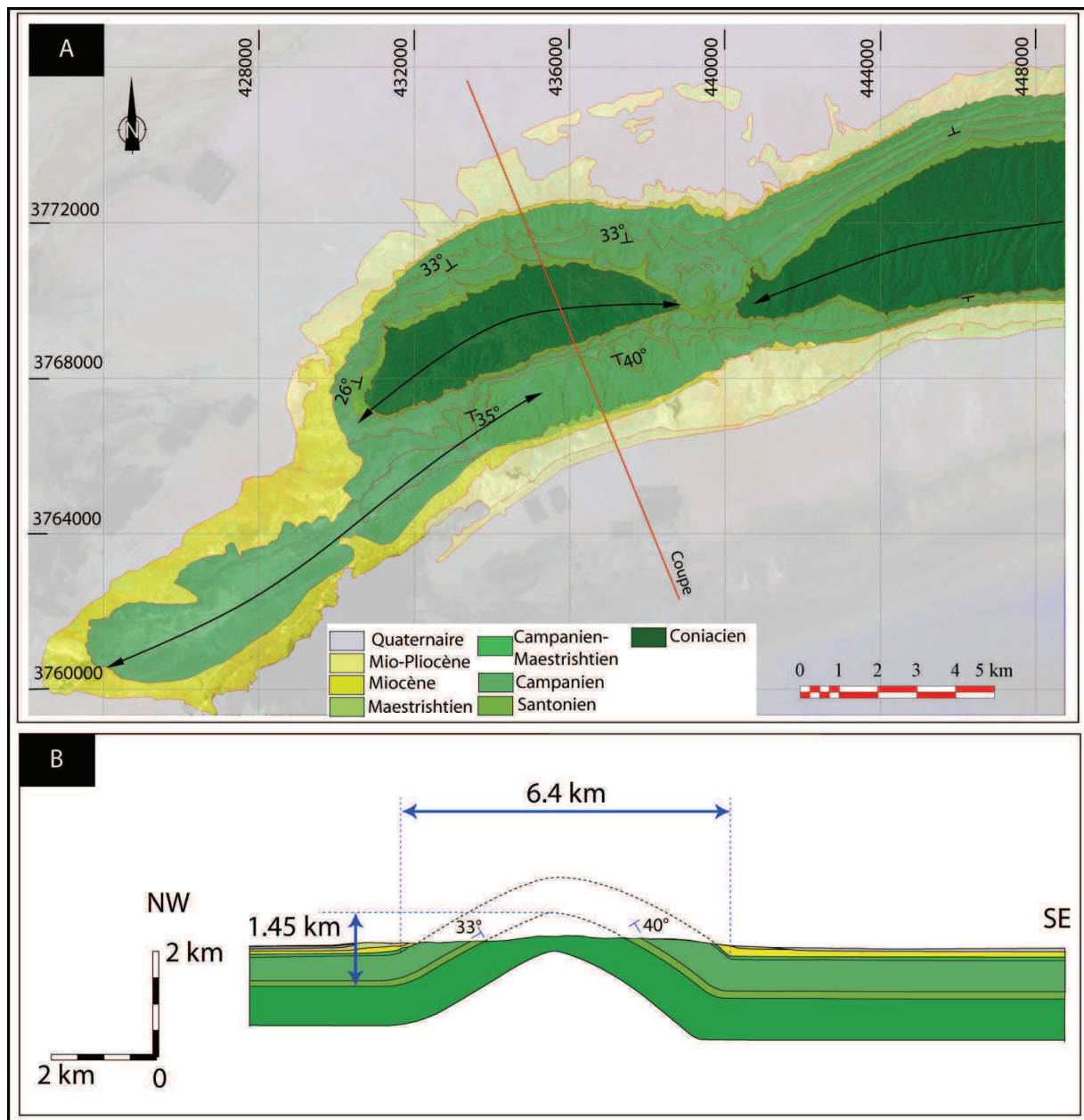


**Figure 5-18:** Reconstruction du plissement de l'anticlinal d'Alima selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant (a) la variation de l'épaisseur du flanc externe et (b) la conservation de cette épaisseur durant le plissement. La dernière étape correspond à la géométrie actuelle de l'anticlinal.

#### 5.3.4. L'anticlinal du Djebel Bouhlel

La structure est traversée par une ligne sismique N-S qui expose au sud un anticlinal

frontal de courte longueur d'onde au pied du flanc externe. Au nord, les formations mio-pliocènes sont discordantes sur le Maastrichtien sur le flanc interne (Figure 5-19). Nous avons établi une coupe géologique dans la partie orientale de l'anticlinal où le pli frontal est absent.



**Figure 5-19:** Géométrie de surface de l'anticlinal de Bouhleh. (a) Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal. (b) Coupe géologique montrant les paramètres de surface du pli.

Les barres calcaires du Campanien constituent de bons marqueurs morphologiques. Les mesures de terrain indiquent que le plongement maximal des flancs interne et externe sont de 33°N et de 40°S, respectivement, soit un angle inter-flancs de 107°. Une fois la reconstruction

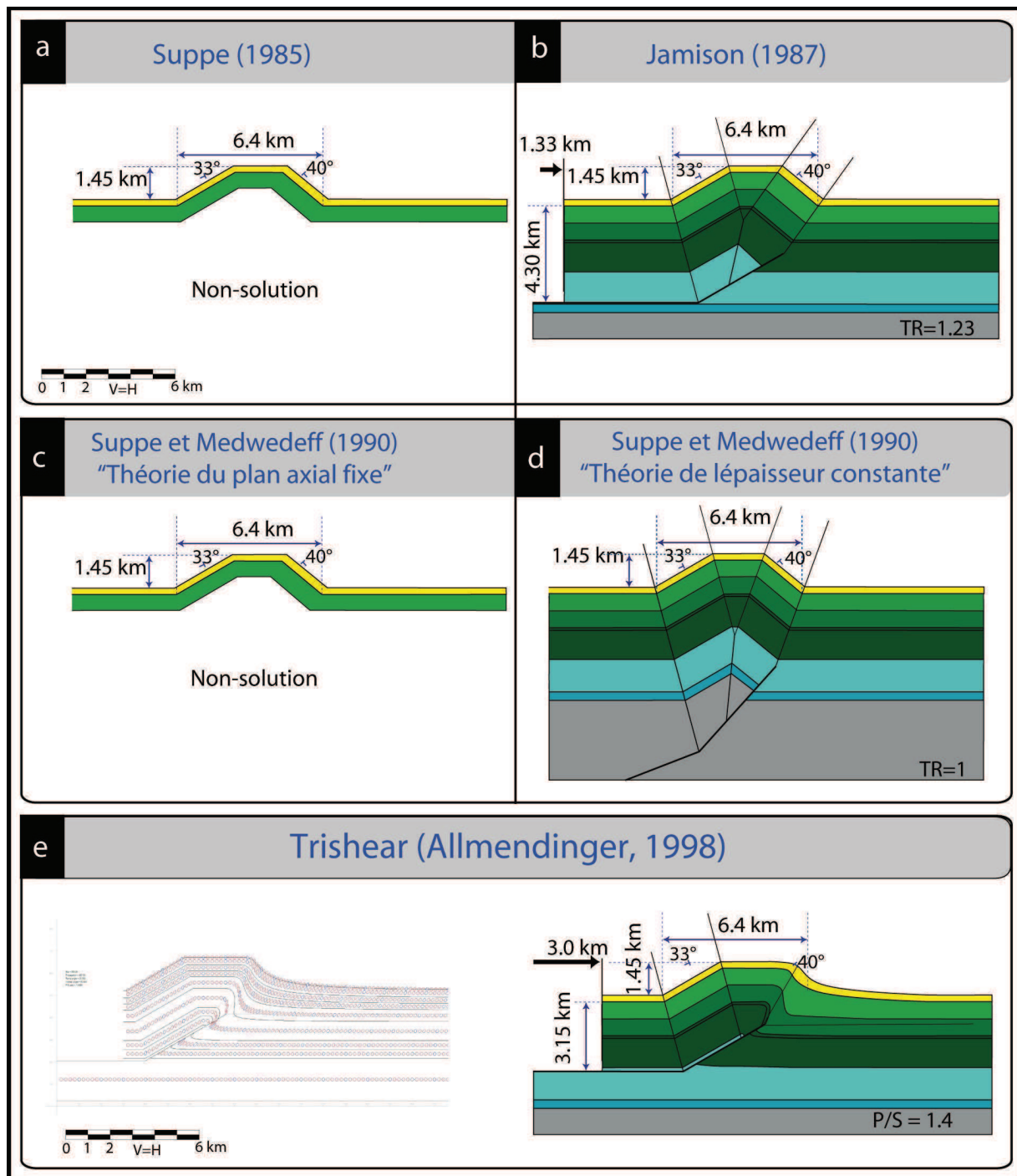


du Campanien est effectuée, l'amplitude du pli est de 1450 m et sa longueur d'onde atteint 6400 m au toit du Campanien. La coupe géologique montre un épaissement d'environ 50% du flanc externe de l'anticlinal (Figure 5-19).

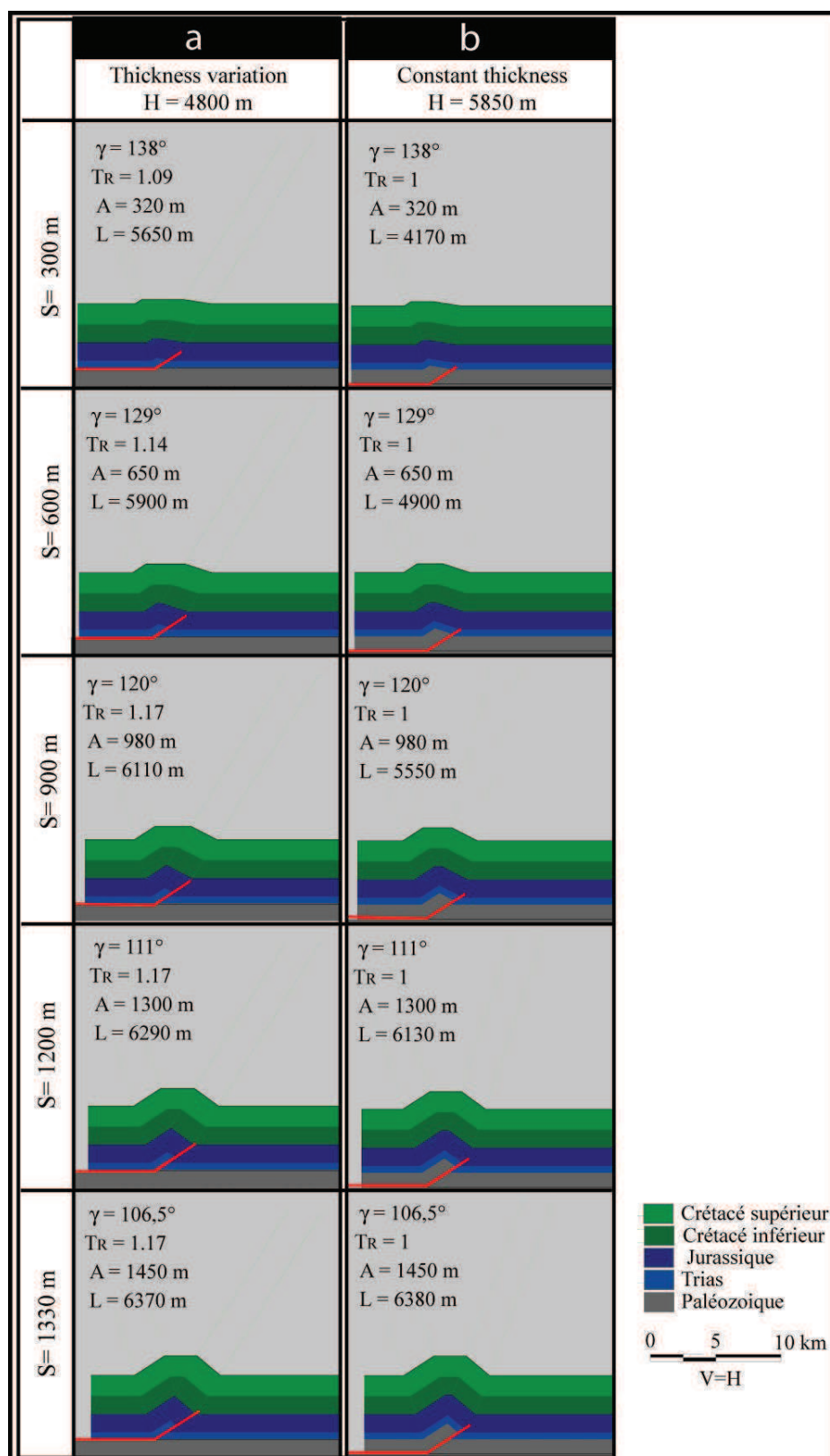
Les plongements des deux flancs de l'anticlinal sont incompatibles avec le modèle de Suppe (1985) car ce dernier impliquerait un flanc externe plongeant à  $72^\circ\text{S}$  (Figure 5-20-a). Bien que le modèle de Jamison (1987) ne propose pas de solution géométrique pour la géométrie pour rendre compte de l'anticlinal, la tolérance de quelques  $5^\circ$  permet de trouver une solution selon ce modèle avec un épaissement d'environ 23% du flanc externe (Figure 5-20-b). La forme de l'anticlinal est incompatible avec le modèle du plan axial fixe (Suppe et Medwedeff, 1990) où le flanc externe serait plongerait à  $75^\circ\text{S}$  (Figure 5-20-c). D'après le modèle de l'épaisseur constante de Suppe et Medwedeff (1990), cet anticlinal résulterait d'une combinaison entre un pli passif se développant sur une rampe plongeant à  $22^\circ$  et d'un pli sur propagation de faille se développant sur une rampe plongeant à  $49^\circ$  (Figure 5-20-d).

Selon le modèle de trishear, les valeurs de l'amplitude et de l'angle de rampe impliquent un déplacement de 3000 m, soit un raccourcissement de 47%, et un angle apical de  $30^\circ$  avec un rapport  $P/S$  de 1,4. Le niveau de décollement serait situé à une profondeur de 3150 m sous le toit du Campanien, soit au sommet du Jurassique (Figure 5-20-e).

D'après notre modèle, l'épaississement du flanc externe atteint 17% ( $T_R = 1,17$ ), le déplacement de 1330 m, soit un raccourcissement de 22%, et le niveau de décollement est situé à 4800 m de profondeur sous le toit du Campanien (Figure 5-21-a). Cette profondeur correspond bien à celle des couches du Trias-Lias (entre 4100 et 5200 m sous le toit du Campanien), mais ce résultat n'explique qu'un épaissement de 17% alors qu'il est de 50% d'après la coupe géologique. Cette différence d'épaississement d'environ 30% pourrait être donc liée à la discordance présente sur le flanc interne de l'anticlinal. En prenant l'hypothèse que tout l'épaississement (soit 50%) est dû à cette discordance, la modélisation doit être réalisée avec la conservation de l'épaisseur ( $T_R = 1$ ). La modélisation avec épaisseur constante implique alors que le niveau de décollement soit situé à une profondeur de 5850 m sous le toit du Campanien (Figure 5-21-b), ce qui est en désaccord avec la profondeur tirée de la coupe sismique. La modélisation du plissement avec le temps montre qu'un chemin d'aller-retour est valable pour cette structure, que ce soit avec une épaisseur constante ou variable (Figure 5-21).



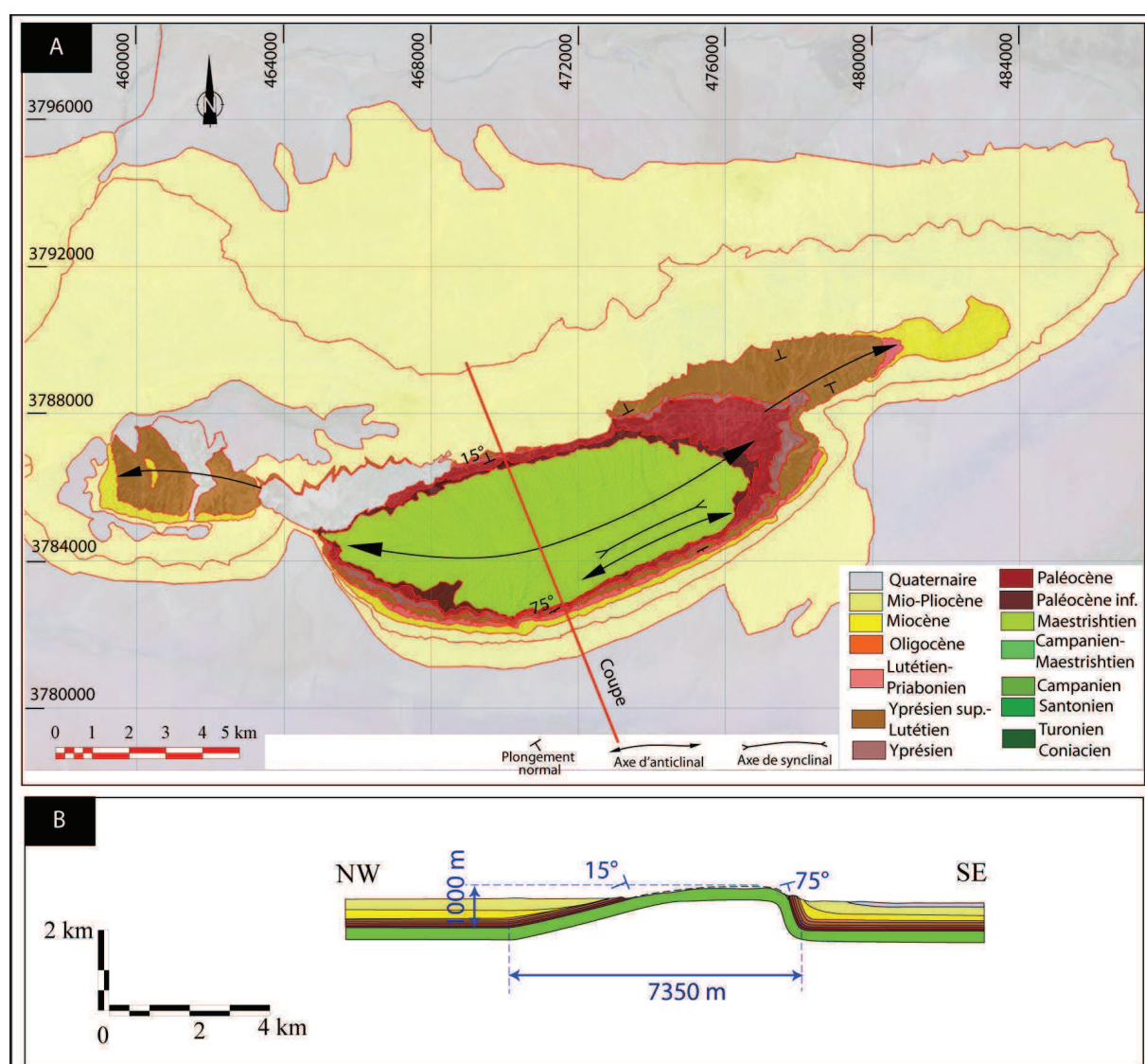
**Figure 5-20:** Résultats de la modélisation de l'anticlinal de Bouhrel selon les modèles de (a) Suppe (1985), (b) Jamison (1987), (c) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie du plan axial fixe», (d) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie de l'épaisseur constante» et (e) trishear selon Allmendinger (1998).



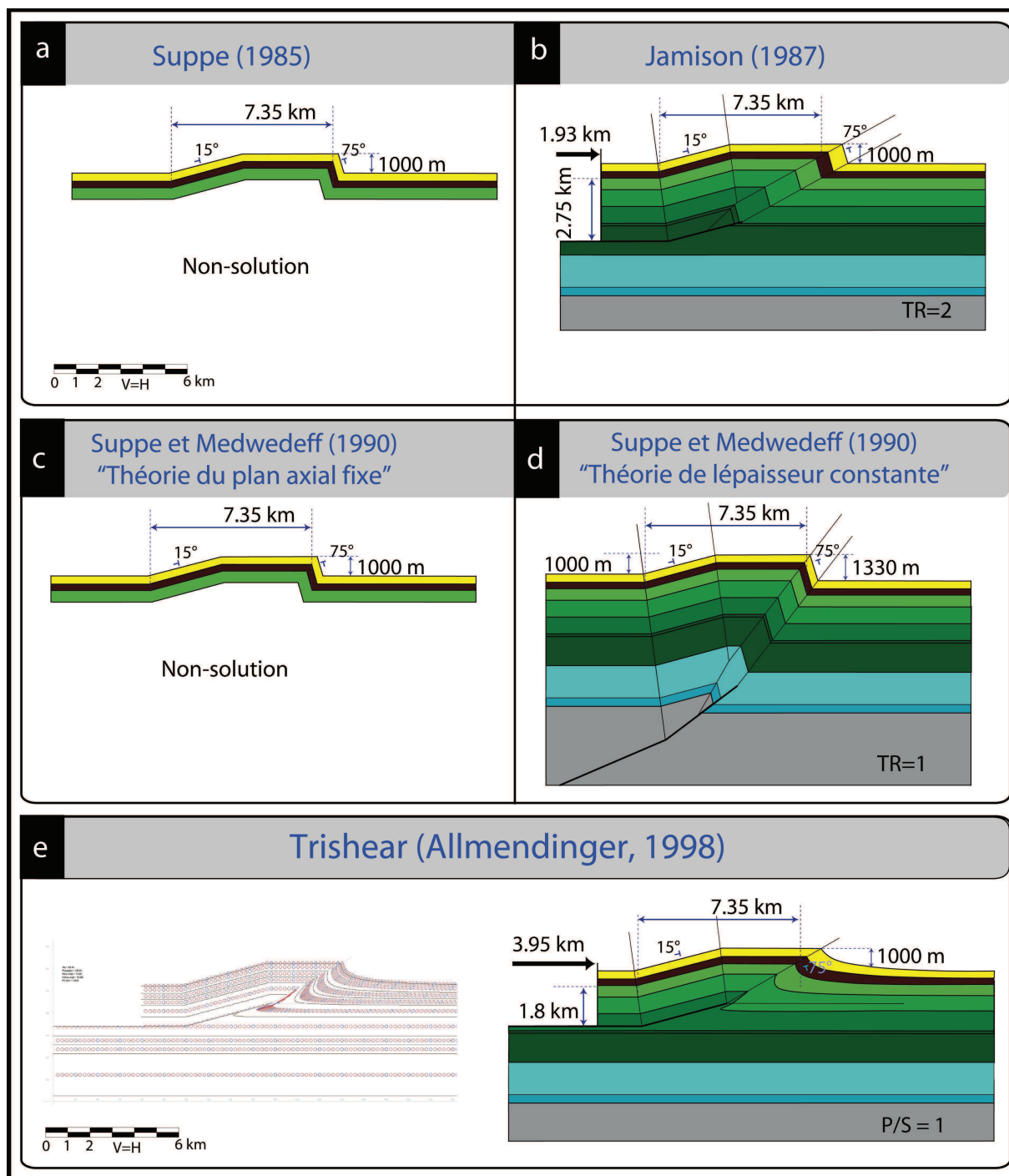
**Figure 5-21:** Reconstruction du plissement de l'anticlinal de Bouhrel selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant (a) la variation de l'épaisseur du flanc externe et (b) la conservation de cette épaisseur durant le plissement. La dernière étape correspond à la géométrie actuelle de l'anticlinal.

### 5.3.5. L'anticlinal du Djebel Sehib

La modélisation de cet anticlinal a un intérêt particulier car il est situé dans l'alignement structural de l'anticlinal d'El Guentass imagé par la sismique. Les plongements maximaux des flancs interne (nord) et externe (sud) sont respectivement de  $15^\circ\text{N}$  et de  $75^\circ\text{S}$ , soit un angle inter-flanc de  $90^\circ$ . Après reconstruction de la formation Abiod (Maastrichtien), l'amplitude du pli est de 1000 m et sa longueur d'onde atteint 7350 m au toit du Maastrichtien (Figure 5-22). La coupe géologique n'expose pas de changement d'épaisseur dans le flanc externe du pli.



**Figure 5-22:** Géométrie de surface de l'anticlinal de Sehib. (a) Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal. (b) Coupe géologique montrant les paramètres de surface du pli.



**Figure 5-23:** Résultats de la modélisation de l'anticlinal de Sehib selon les modèles de (a) Suppe (1985), (b) Jamison (1987), (c) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie du plan axial fixe», (d) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie de l'épaisseur constante» et (e) trishear selon Allmendinger (1998).

Les plongements des deux flancs de l'anticlinal sont incompatibles avec le modèle de Suppe (1985) car ce dernier impliquerait un flanc externe inverse plongeant à 44°N (Figure 5-23-a). D'après le modèle de Jamison (1987), la forme du pli supposerait le doublement de



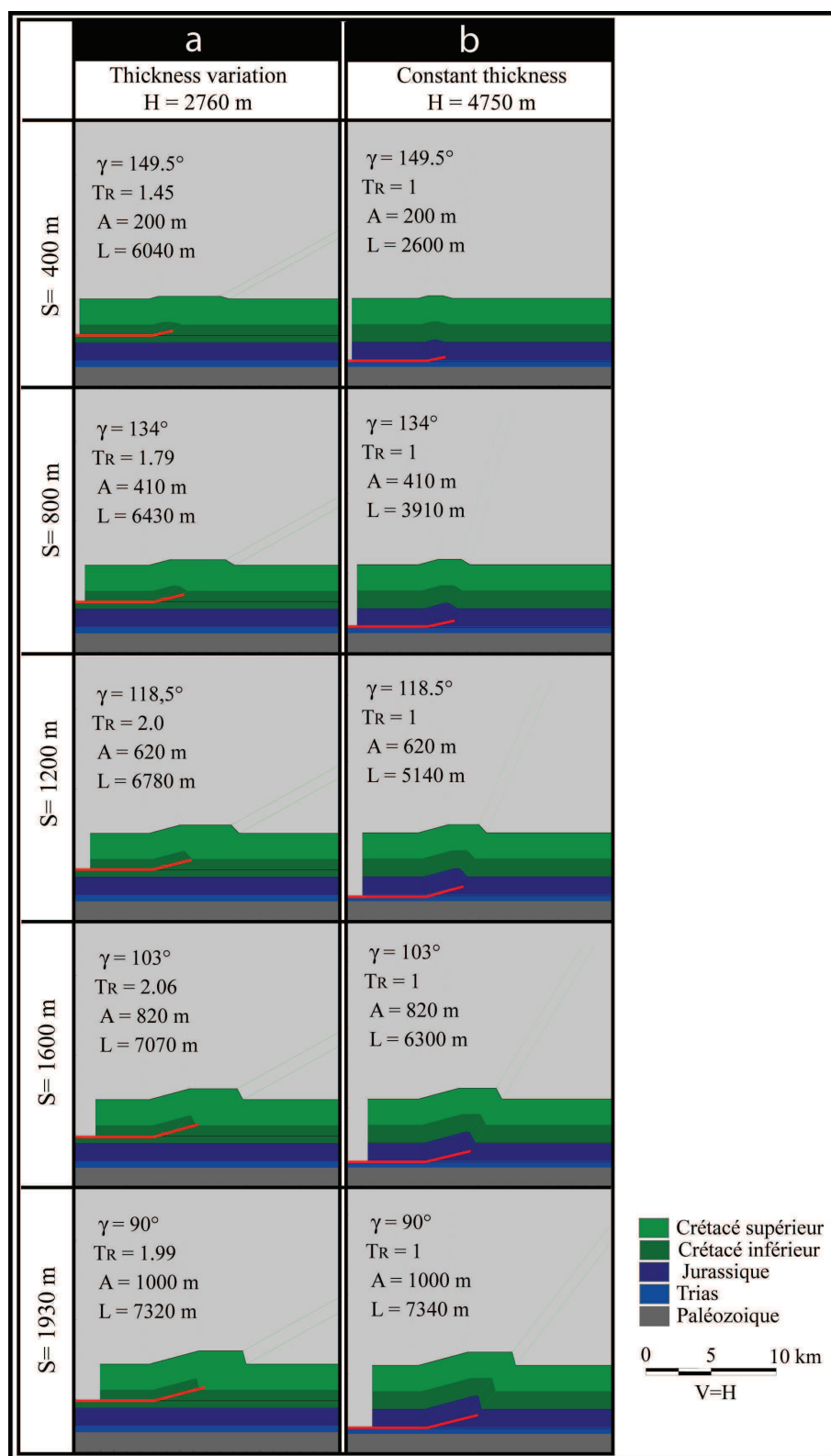
l'épaisseur du flanc externe ( $T_R = 2$ ) (Figure 5-23-b). Il n'est pas non plus possible de modéliser cet anticlinal avec la théorie du plan axial fixe (Suppe et Medwedeff, 1990) où le flanc externe plongerait à  $82,5^\circ\text{S}$  (Figure 5-23-c). D'après le modèle de l'épaisseur constante (Suppe et Medwedeff, 1990), l'anticlinal résulterait de la combinaison entre un pli passif se développant sur une rampe plongeant à  $24^\circ\text{N}$  et d'un pli sur propagation de faille associé à une rampe plongeant à  $37^\circ\text{N}$ . Ceci impliquerait un enfoncement topographique du synclinal d'avant-pays de 330 m par rapport au synclinal beggy-bag (soit 33% de l'amplitude du pli) (Figure 5-23-d).

D'après le modèle de trishear, les valeurs de l'amplitude et de l'angle de rampe impliqueraient un déplacement de 3950 m, soit un raccourcissement de 53,7%. Les nombreux tests de modélisation ont surtout montré la difficulté à obtenir un équilibre optimal entre tous les paramètres du modèle. Le plongement du flanc externe et la longueur d'onde du pli supposent un angle apical de  $30^\circ$  et un rapport  $P/S$  de 1. Le niveau de décollement serait situé à une profondeur de 1,8 km sous le toit du Maastrichtien, soit à la base du Crétacé supérieur (Figure 5-23-e).

Notre modèle implique un dédoublement d'épaississement du flanc externe ( $T_R = 1,99$ ). La reconstruction du pli montre que la géométrie de l'anticlinal combinée à un épaississement de 99% sont compatibles avec un déplacement de 1930 m, soit un raccourcissement de 26,26%. Le niveau de décollement serait situé à 2760 m de profondeur sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-24-a). Cette profondeur est au moins à 2000 m au dessus de celle des couches du Trias-Lias. Elle implique que le niveau de décollement soit situé dans le Crétacé inférieur. Sachant que la coupe géologique ne montre pas de variation d'épaisseur, nous avons reconstruit le pli avec une épaisseur fixe. Cette reconstruction indique un niveau de décollement situé à 4750 m sous le toit du Maastrichtien, ce qui est en total accord avec la profondeur des couches du Trias-Lias (Figure 5-24-b).

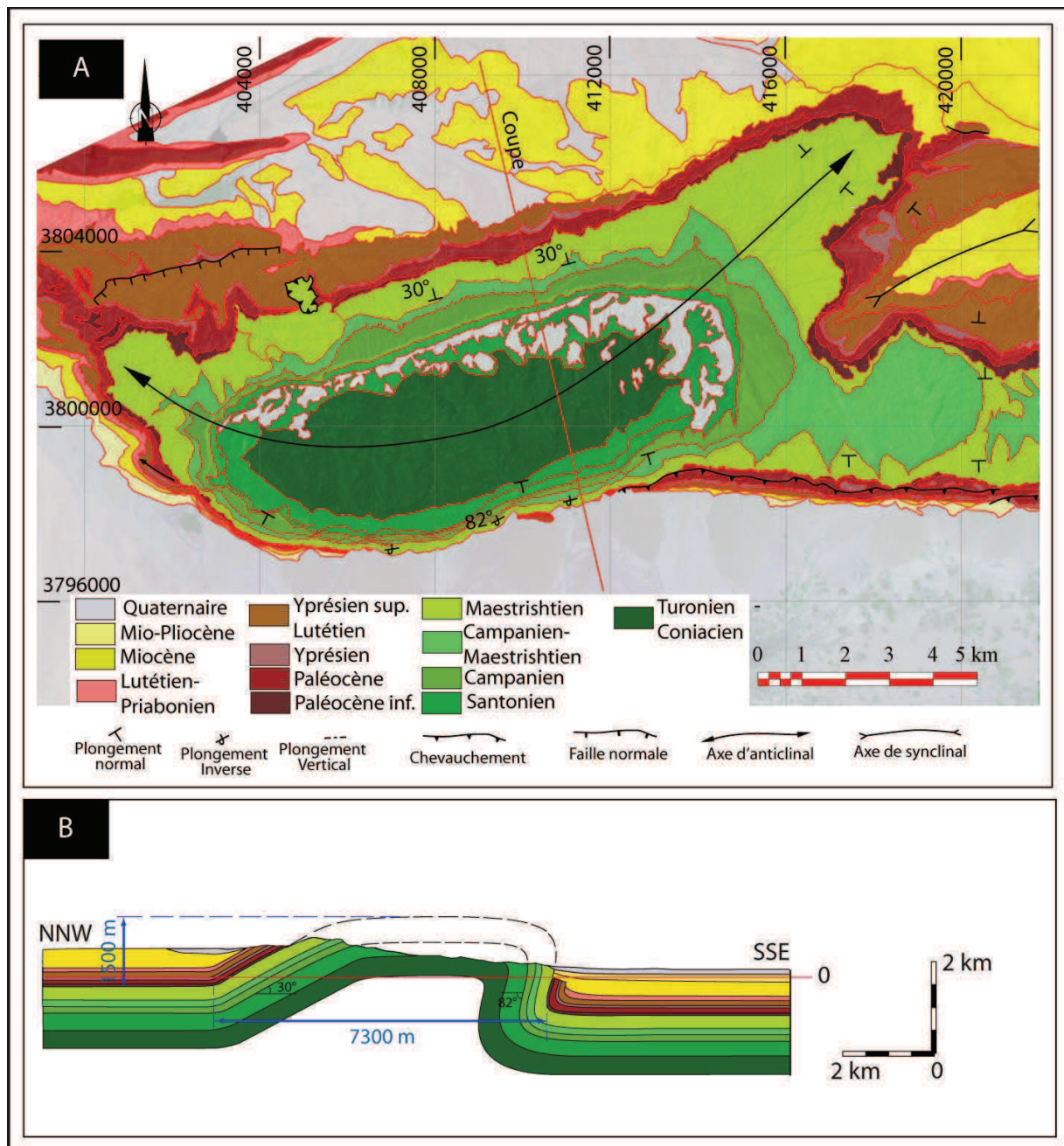
### 5.3.6. L'anticlinal du Djebel Bliji

Cet anticlinal constitue l'extrémité occidentale du chaînon de Metlaoui en Tunisie. Il affiche des plongements maximaux de  $30^\circ\text{N}$  et  $83^\circ\text{N}$  sur les flancs nord et sud. L'angle inter-flancs est donc de  $53^\circ$ . La reconstruction de la formation Abiod (Maastrichtien) montre que l'amplitude du pli est de 1500 m. Sa longueur d'onde atteint 7300 m au toit du Maastrichtien avec un écart topographique d'environ 600 m entre les deux charnières du pli (Figure 5-25 ).



**Figure 5-24:** Reconstruction du plissement de l'anticlinal de Sehib selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant (a) la variation de l'épaisseur du flanc externe et (b) la conservation de cette épaisseur durant le plissement. La dernière étape correspond à la géométrie actuelle de l'anticlinal.



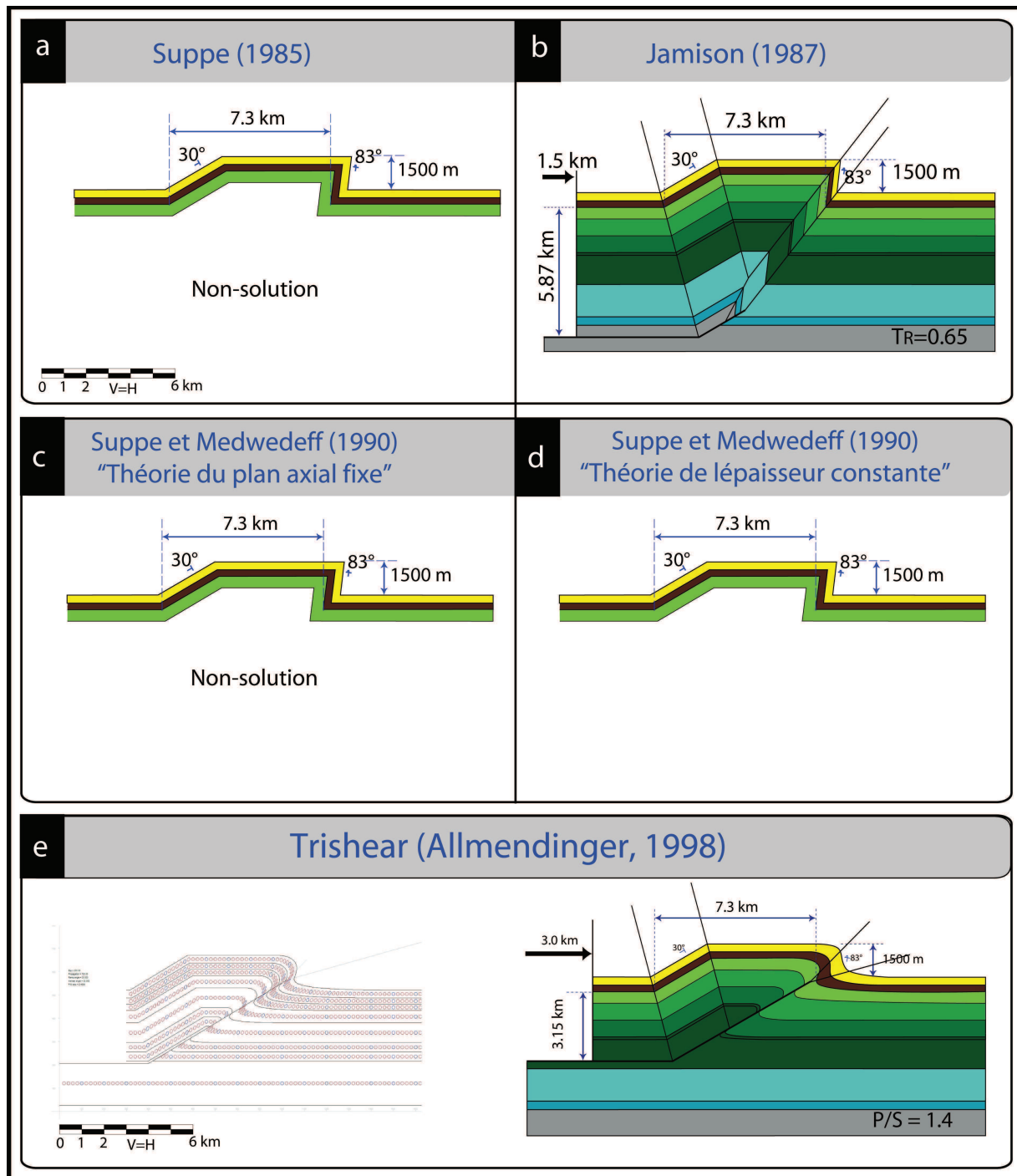


**Figure 5-25:** Géométrie de surface de l'anticlinal de Bliji. (a) Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal. (b) Coupe géologique montrant les paramètres de surface du pli.

#### A- Plissement sur propagation de faille simple

Les plongements des deux flancs de l'anticlinal sont incompatibles avec le modèle de Suppe (1985) car ce dernier implique un flanc externe plongeant à 72°S (Figure 5-26-a). Selon le modèle de Jamison (1987), le flanc externe est aminci de 40% ( $T_R = 0,6$ ) (Figure 5-26-b). En outre, la forme de l'anticlinal n'est compatible ni avec le modèle du plan axial fixe, ni avec

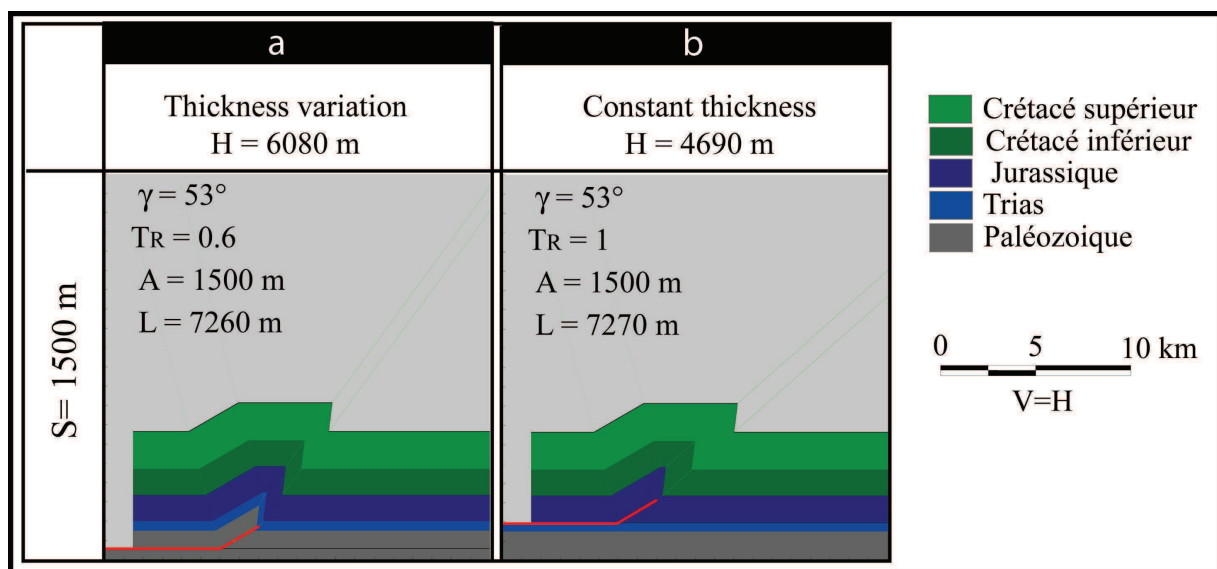
celui de l'épaisseur constante de Suppe et Medwedeff (1990). Aucune solution géométrique ne peut donc être proposée par ces deux modèles (Figure 5-26-c, d).



**Figure 5-26:** Résultats de la modélisation de l'anticlinal de Bliji selon les modèles de (a) Suppe (1985), (b) Jamison (1987), (c) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie du plan axial fixe», (d) Suppe et Medwedeff (1990) «théorie de l'épaisseur constante» et (e) trishear selon Allmendinger (1998).

D'après le modèle de trishear, l'amplitude et l'angle de rampe indiquent un déplacement de 3000 m, soit un raccourcissement de 41%. Le plongement du flanc externe et la longueur d'onde du pli impliquent un angle apical de Trishear de  $30^\circ$  et un rapport  $P/S$  de 2,4. Le niveau de décollement serait situé à une profondeur de 3,15 km sous le toit du Maastrichtien, soit à la base du Crétacé inférieur (Figure 5-26-e).

D'après notre modèle, la géométrie de l'anticlinal est incompatible avec un plissement simple puisque les conditions de la rupture sont définies par un angle d'inter-flanc minimal de  $53^\circ$  dans ce cas (Figure 4-2, Chapitre 4). L'anticlinal est ainsi dans un état d'équilibre entre son amplitude et la hauteur de sa rampe lorsque l'angle d'inter-flanc atteint la valeur critique de  $75^\circ$ , et que la rupture intervient nécessairement lorsque cet angle atteint la valeur minimale de  $56^\circ$ . Étant donné que l'angle d'inter-flanc de cet anticlinal mesuré à  $53^\circ$  est très proche de la valeur minimale  $56^\circ$ , et que cet écart peut être compris dans la marge d'erreur lors de la mesure des plongements sur le terrain. Nous avons modélisé cet anticlinal qui peut être considéré comme un pli sur propagation de faille simple à la limite de la rupture (Figure 5-27). Nous avons aussi modélisé cet anticlinal comme pli sur rupture afin de localiser plus précisément le niveau de décollement, et d'expliquer la méthode d'analyse des plis de rupture selon notre modèle (Figures 5-27 et 5-28).



**Figure 5-27:** Reconstruction géométrique de l'anticlinal de Bliji selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant (a) la variation de l'épaisseur du flanc externe et (b) la conservation de cette épaisseur.

Dans la modélisation de pli sur propagation de faille simple, l'amincissement du flanc externe atteint 40% ( $T_R = 0,6$ ), en accord avec le modèle de Jamison (1987). Le déplacement est alors de 1500 m, soit un raccourcissement de 20,5%, et le niveau de décollement est situé à 6080 m de profondeur sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-27-a). Cette profondeur est située sous les couches du Trias-Lias et implique que le niveau de décollement soit situé dans le socle paléozoïque. Cependant, l'amincissement très important (40%) contrôlant directement cette profondeur n'a pas pu être observé dans les barres calcaires du Maastrichtien du flanc externe. Ajoutons que les barres marneuses de la formation Aleg (Capmanien) ne montrent pas non plus d'amincissement. Nous avons donc reconstruit l'anticlinal avec la conservation de l'épaisseur du flanc externe ( $T_R = 1$ ), impliquant un niveau de décollement situé à 4690 m de profondeur sous le toit du Maastrichtien, soit dans l'intervalle de profondeur du Trias-Lias (Figure 5-27-b).

### B- Plissement de rupture

La modélisation de l'anticlinal de Bliji en tant que pli de rupture nécessite une analyse respectant les conditions géométriques de la rupture détaillées dans le Chapitre 4. Aucun indice en surface ne favorisant l'hypothèse de la translation du pli de rupture sur une rampe secondaire, nous considérerons que cette rupture s'effectue sur une rampe horizontale se propageant sur un niveau de décollement moins profond que le Trias-Lias. La rampe principale plongeant à 30°, l'anticlinal atteint l'état d'équilibre, c'est-à-dire quand l'amplitude de pli est égale à la hauteur de rampe, lorsque l'angle d'inter-flancs est de 75°. Aussi, l'anticlinal atteint la limite de la rupture impérative lorsque l'angle d'inter-flancs est de 56°. Nous avons modélisé l'évolution de l'anticlinal pour ces deux cas limites dans le cas d'un changement et d'une conservation de l'épaisseur du flanc externe.

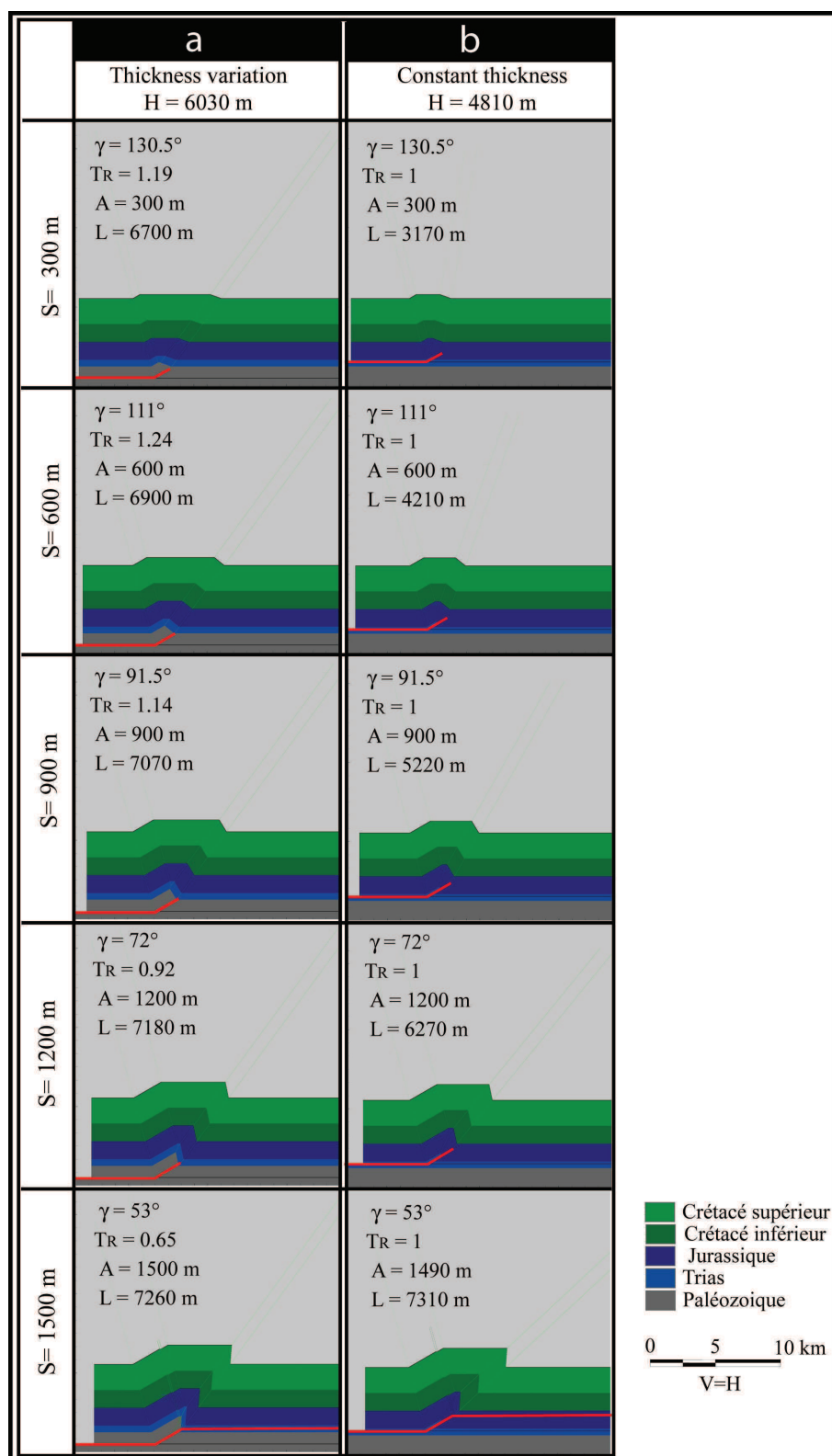
Le calcul du paramètre  $K$  du pli dépend de l'angle d'inter-flancs  $\gamma$  et du déplacement  $S$  selon l'équation :

$$\gamma = 180 - \alpha - K S \quad (\text{Eq. 4-1})$$

D'un point de vue méthodologique, la rotation du flanc externe du pli continue après la rupture lorsque le pli est translaté sur une rampe horizontale, mais la vitesse de rotation, exprimée par la constante  $K$ , peut être différente de celle du pli simple. Dans ce cas, l'évolution du pli de rupture est déterminée par l'équation :

$$\gamma = 180 - \alpha - K_1 S_1 - K_2 S_2 \quad (\text{Eq. 4-2})$$

où  $(K_1, S_1)$  et  $(K_2, S_2)$  sont respectivement les paramètres du pli simple et du pli de rupture.



**Figure 5-28:** Reconstruction du plissement de l'anticlinal de Bliji selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant la limite de la rupture et (a) la variation de l'épaisseur du flanc externe et (b) la conservation de cette épaisseur durant le plissement. La dernière étape correspond à la géométrie actuelle de l'anticlinal.



Sachant que l'amplitude du pli n'augmente pas si la rupture intervient après l'état d'équilibre du pli, l'amplitude de l'anticlinal de Bliji correspond à celle du pli sur propagation de faille simple. Cette amplitude étant de 1500 m et la rampe plongeant à  $30^\circ$ , le déplacement consommé dans le plissement simple est de 1500 m. Par contre, il est impossible de déduire la longueur d'onde du pli avant la rupture pour calculer la profondeur du niveau de décollement. La longueur d'onde de 7300 m est celle du pli après la rupture. Il est cependant impossible de déduire le déplacement consommé après la rupture car deux inconnues subsistent dans une seule équation. Ainsi, pour le pli simple, la constante  $K_1$  est calculée à partir de la valeur du déplacement (1500m) pour l'état d'équilibre du pli ou pour sa limite de rupture. Il existe donc deux solutions qui satisfont le système :

$$75 = 180 - 30 - 1500.K_1 \quad (\text{état d'équilibre}) \quad (\text{Eq. 4-3})$$

$$\text{ou } 56 = 180 - 30 - 1500.K_1 \quad (\text{limite de la rupture}). \quad (\text{Eq. 4-4})$$

En substituant la valeur de la constante  $K_1$ , quelque soit sa valeur, et l'angle d'inter-flancs de l'anticlinal de Bliji de  $53^\circ$  dans l'équation (4-2), nous trouvons :

$$53 = 180 - 30 - 1500.K_1 - K_2.S_2 \quad (\text{Eq. 4-5})$$

$K_2$  et  $S_2$  étant deux paramètres inconnus, il est alors impossible de connaître la valeur du déplacement consommé après la rupture  $S_2$ . Il nous est donc impossible de déduire la longueur d'onde du pli avant la rupture et donc la profondeur du niveau de décollement. L'hypothèse de la rotation du flanc externe à vitesse variable n'est donc pas applicable sauf si la profondeur du niveau de décollement est connue.

La résolution de ce problème nécessite de considérer que la rotation du flanc externe du pli a la même vitesse avant et après la rupture ( $K_1 = K_2$ ). En substituant les paramètres mesurés sur l'anticlinal de Bliji, nous trouvons :

$$53 = 180 - 30 - 1500.K \quad (\text{Eq. 4-6})$$

et donc

$$K = 97/1500 = 0,0647^\circ/\text{m} \quad (\text{Eq. 4-7})$$

#### 1- Cas 1 : limite de la rupture

À la limite de la rupture, la valeur de l'angle d'inter-flancs est de  $56^\circ$  (flanc externe inverse plongeant à  $86^\circ$ ), ce qui correspond à un déplacement  $S$  qui satisfait la relation :

$$56 = 180 - 30 - \frac{97}{1500} S \quad (\text{Eq. 4-8})$$

La valeur du déplacement consommé avant la rupture est donc de 1455 m, ce qui signifie que le déplacement après la rupture est de  $1500 - 1455 = 45$  m. La rampe principale plongeant à  $30^\circ$ , l'amplitude du pli avant la rupture est égale à la valeur du déplacement de 1455 m.

S'agissant d'une rampe secondaire horizontale, cette valeur de déplacement post-rupture (45 m) correspond à une augmentation de la longueur d'onde du pli après la rupture. La longueur d'onde du pli avant la rupture est donc de  $7300 - 45 = 7255$  m.

La modélisation cinématique du pli implique un amincissement du flanc externe de 35% ( $T_R = 0,65$ ) et un niveau de décollement situé dans le socle paléozoïque à 6030 m sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-28-a). Cependant, la modélisation avec la conservation d'épaisseur indique un niveau de décollement situé à 4810 m sous le toit du Maastrichtien, ce qui correspond à l'intervalle de profondeur du Trias-Lias (4500 à 5600 m) (Figure 5-28-b). Dans les deux cas, la modélisation temporelle du plissement montre que l'amplitude finale du pli de rupture de 1455 m correspond bien à celle calculée pour l'anticlinal de Bliji (1500 m) (Figure 5-28).

### 2- Cas 2 : état de l'équilibre

À l'état d'équilibre et avec un angle d'inter-flancs de  $75^\circ$ , le déplacement  $S$  est donné par :

$$75 = 180 - 30 - \frac{97}{1500}S \quad (\text{Eq. 4-9})$$

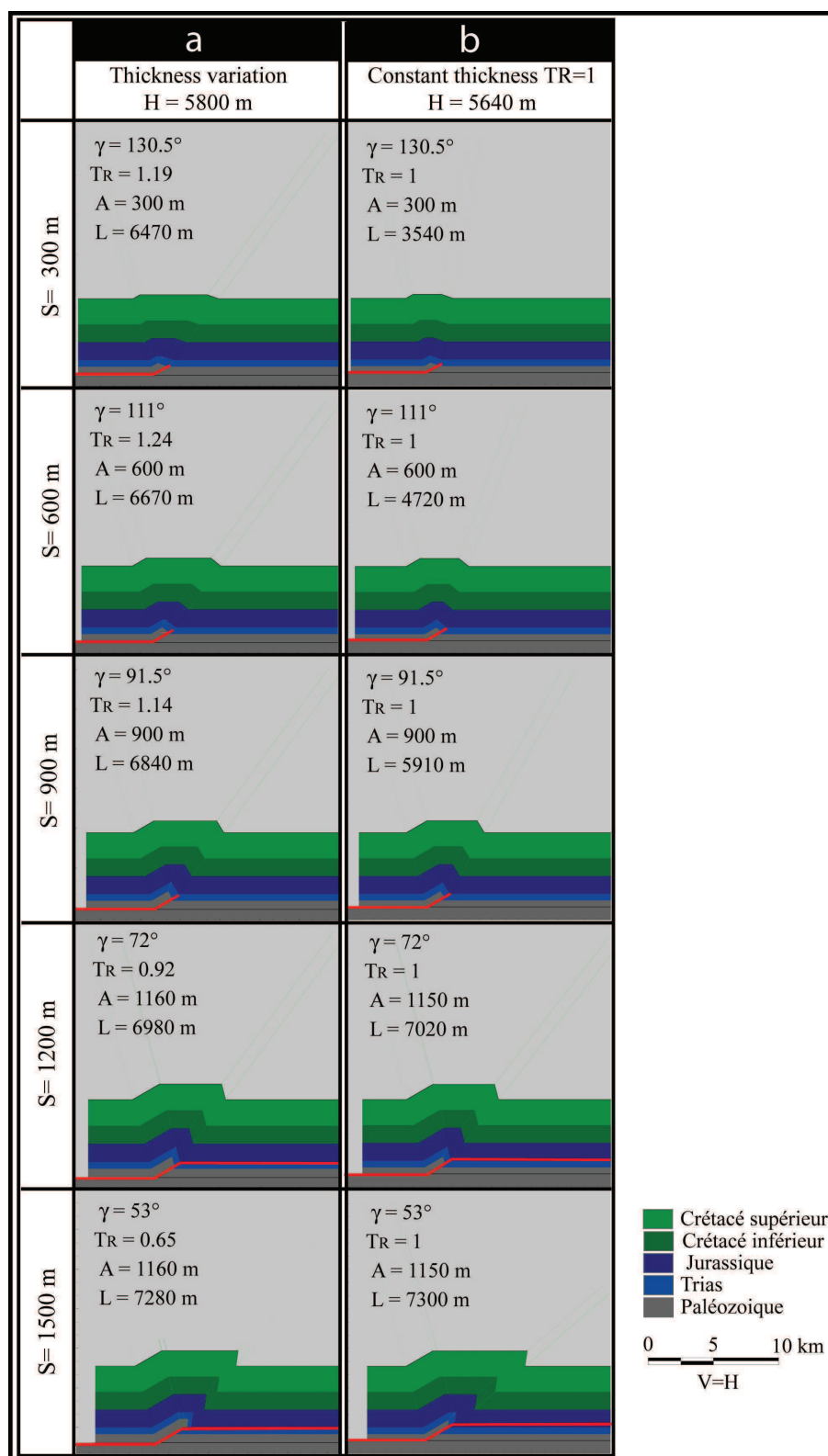
La valeur du déplacement consommé avant la rupture est donc de 1160 m, ce qui signifie que le déplacement après la rupture est de  $1500 - 1160 = 340$  m, et que la longueur d'onde du pli avant la rupture est donc de  $7300 - 340 = 6960$  m. La rampe principale plongeant à  $30^\circ$ , l'amplitude du pli avant la rupture est de 1160 m.

La modélisation cinématique du pli implique un amincissement du flanc externe de 35% ( $T_R = 0,65$ ) et un niveau de décollement situé à 5800 m sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-29-a). La modélisation avec conservation d'épaisseur des couches indique que le niveau de décollement est situé à 5640 m sous le toit du Maastrichtien (Figure 5-29-b). Dans les deux cas, la modélisation du plissement avec le temps montre que l'amplitude finale du pli modélisé n'excède pas 1160 m (Figure 5-29).

En somme, les résultats de la modélisation cinématique de la rupture à partir de l'état d'équilibre du pli montrent que la géométrie de l'anticlinal de Bliji est associée à un décollement situé entre 5640 et 5800 m sous le Maastrichtien. Bien que ces profondeurs peuvent correspondre à celle du Trias-Lias, la modélisation montre que l'amplitude du pli de 1160 m est inférieure d'un tiers à celle de l'anticlinal de Bliji (1500 m). Par contre, la modélisation du pli à partir de la limite de la rupture donne une amplitude de 1455 m, en accord avec l'amplitude mesurée avec une erreur de seulement 3,3%. Il semble donc que la conservation d'épaisseur est l'hypothèse la plus plausible car elle implique un décollement dont la profondeur (4830 m) correspond à celle du Trias-Lias (de 4500 à 5600 m). Cette



remarque est en accord avec les observations de terrain et d'imagerie satellitaire montrant que le flanc sud de l'anticlinal de Bliji n'est affecté par de l'amincissement.

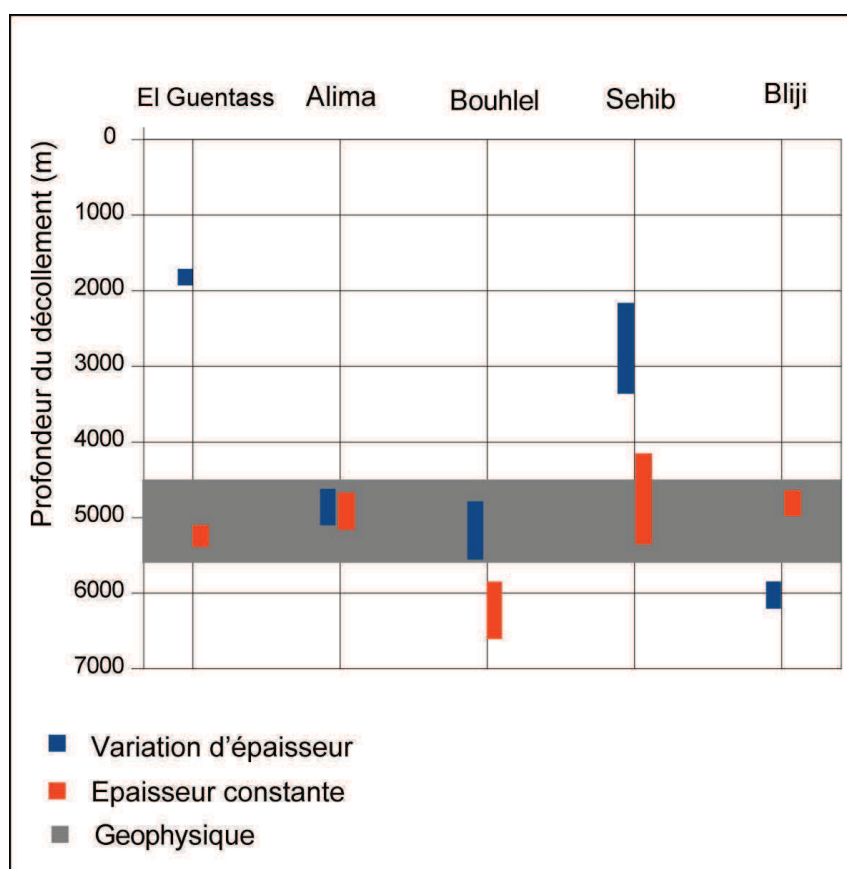


*Figure 5-29: Reconstruction du plissement de l'anticlinal de Bliji selon le modèle d'inter-flancs variable en considérant l'état d'équilibre et (a) la variation de l'épaisseur du flanc*

externe et (b) la conservation de cette épaisseur durant le plissement. La dernière étape correspond à la géométrie actuelle de l'anticlinal.

### 5.3.7. Erreurs sur la profondeur du décollement

La reconstruction de l'architecture profonde des anticlinaux à partir de leur géométrie de surface induit une erreur sur le calcul de la profondeur du niveau de décollement (voir Chapitre 3). Celle-ci est liée aux variations de pendages mesurés sur les flancs et aux estimations de l'amplitude et la longueur d'onde du pli. Bien que nous nous soyons basés sur les valeurs maximales des pendages pour représenter au mieux la déformation des couches et éviter les effets de charnières, il est raisonnable une erreur de  $\pm 2^\circ$  pour les mesures de pendages et de  $\pm 100$  m pour l'amplitude et la longueur d'onde du pli. Pour chaque anticlinal, nous avons fait varier ces trois paramètres du pli pour estimer l'intervalle dans lequel se situe la profondeur du niveau de décollement (Figure 5-30). La comparaison de ces résultats avec les profondeurs tirées du profil sismique permet de valider notre modèle de pli sur propagation de faille à épaisseur constante.

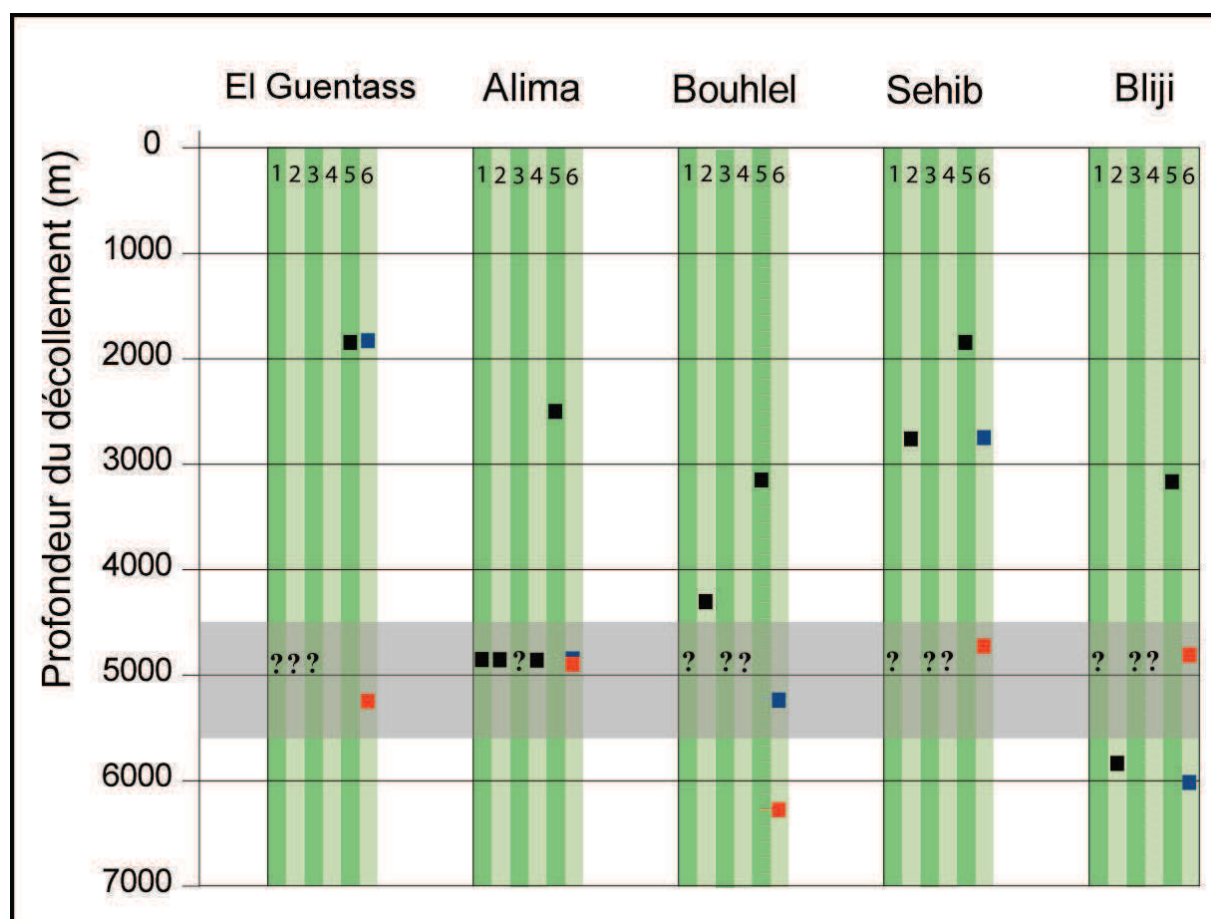


**Figure 5-30:** Comparaison entre la profondeur du décollement estimée à partir des géométries de surface des anticlinaux compte rendu des erreurs de calcul et celle estimée à

partir des données géophysiques (en gris). Les couleurs rouge et bleue représentent respectivement la profondeur estimée avec la conservation et la variation de l'épaisseur.

#### 5.4. Discussion

Les résultats de la modélisation du plissement suivant les différents modèles uniformes «self-similar» et trishear sont directement liés à la capacité de chaque modèle à (1) rendre compte de la géométrie de surface du pli, (2) proposer des taux de raccourcissement et des profondeurs de niveau de décollement cohérents avec ceux qui peuvent être déduits des profils sismiques (Figure 5-31).



**Figure 5-31:** Comparaison entre la profondeur du décollement estimée à partir des données géophysiques (en gris) et les valeurs de la profondeur du décollement estimées à partir des modèles de (1) Suppe (1985), (2) Jamison (1987), (3) Suppe et Medwedeff (1990, théorie du plan axial fixe), (4) Suppe et Medwedeff (1990, théorie de l'épaisseur constante), (5) trishear (Allmendinger, 1998), (6) l'inter-flancs variable développé avec la variation des épaisseurs (en bleu) et avec des épaisseurs constantes (en rouge).

Les résultats de la modélisation montrent que les modèles uniformes «self-similar» ne

permettent pas de rendre compte de toutes les géométries d'anticlinaux. En particulier, le modèle du plan axial fixe (Suppe et Medwedeff, 1990) n'a permis de proposer aucune solution géométrique pour l'ensemble des anticlinaux traités. Le modèle de Suppe (1985) ne propose quant à lui qu'une seule solution pour l'anticlinal d'Alima (Figures 5-17-a et 5-31). Bien que les résultats du modèle de Jamison (1987) permettent d'approcher la profondeur du niveau de décollement, à l'exception de l'anticlinal de Sahib (Figures 5-23-b et 5-31), il ne propose pas de solution géométrique pour l'anticlinal d'El Guentass en raison des faibles pendages de ses deux flancs (Figures 5-14-b et 5-31). Le modèle de pli à épaisseur constante de Suppe et Medwedeff (1990) présente des résultats intéressants basés sur la combinaison de deux types de plis, impliquant ainsi la tectonique du socle dans la formation de plusieurs anticlinaux. Cependant, les profondeurs des niveaux de décollement varient très largement d'un anticlinal à l'autre. Seul l'anticlinal d'Alima serait associé à un niveau de décollement situé dans le Trias-Lias (Figures 5-17-d et 5-31), les autres plis étant liés à des failles de socle. Ce modèle implique aussi un décalage topographique de plusieurs centaines de mètres qui n'est pas observé au niveau de l'anticlinal de Sehib (Figure 5-23-d). De plus, ce modèle implique l'absence de décalage au front de l'anticlinal d'Alima bien que ce décalage soit mis en évidence par la coupe géologique et le MNT (Figures 'coupe, profil' et 5-17-d). Concernant l'anticlinal d'El Guentass, ce modèle implique un décalage topographique de 150 m dans le sens inverse de ce que la coupe sismique indique (Figures 5-14-d et 5-13). Pour finir, le modèle d'épaisseur constante de Suppe et Medwedeff (1990) ne propose pas de solution pour le cas de l'anticlinal de Bliji (Figures 5-26-d et 5-31).

Le modèle de trishear a permis de reconstruire l'architecture en profondeur des anticlinaux à partir de leurs géométries de surface, même s'il reste difficile d'utiliser ce modèle notamment en raison de l'absence d'outil permettant une reconstruction «inverse» du plissement sur propagation de faille et de ces nombreux paramètres indépendants et pas contraints. Les géométries proposées par le trishear sont associées à des niveaux de décollement dont la profondeur varie de 1,8 à 3,1 km sous le toit du Maastrichtien, soit entre 1,5 et 3,8 km au dessus du niveau de décollement supposé par les données géophysiques et les forages (Figure 5-31). La mauvaise localisation du niveau de décollement est illustrée par l'anticlinal d'El Guentass où il est situé à la base du Crétacé supérieur alors que la coupe sismique montre clairement un plissement continu jusqu'au milieu du Crétacé inférieur (Figures 5-13, 5-14-e et 5-31). Le trishear implique aussi des taux de raccourcissement dépassant parfois les 50% qui peuvent paraître trop élevées par rapport aux taux de 30-35%

traditionnellement enregistrés dans les domaine d'avant-pays (e.g., Williams et Chapman, 1986; Holl et Anastasio, 1995; Hindle et Burkhard, 1999; Mazzoli et al., 2001; Tang et al., 2007).

Notre modèle de plissement est capable de rendre compte de toutes les géométries de pli. La reconstruction de l'architecture profonde des plis nécessite seulement la connaissance des paramètres de surface du pli. Les résultats de la modélisation intégrant un changement d'épaisseur sont compatibles avec un niveau de décollement situé dans le Trias-Lias pour les anticlinaux d'Alima et Bouhlef (Figures 5-18-a, 5-21-a et 5-31). Ce décollement est situé au sommet et au milieu du Crétacé inférieur pour les anticlinaux d'El Guentass et de Sehib, en accord avec le modèle trishear mais en contradiction avec les données géophysiques, ceci pouvant être expliqué par l'épaississement important du flanc externe pour les faibles angles de rampe ( $15^\circ$  typiquement) (Figures 5-3-a, 5-24-a et 5-31). La modélisation des anticlinaux avec une conservation de l'épaisseur des couches donne des résultats cohérents avec les données géophysiques, à l'exception de l'anticlinal de Bouhlef (Figures 5-3-b, 5-24-b et 5-31).

Notre modèle permet d'effectuer une reconstruction étape par étape du plissement de chaque anticlinal. Cette reconstruction est très importante car elle assure une validité du chemin d'aller-retour du plissement en reconnaissant les plis de rupture translatés à partir de leurs géométries de surface. Cette reconstruction nous a permis de rendre compte de la géométrie surface de l'anticlinal de Bliji associé un niveau de décollement en accord avec les données géophysiques (Figures 5-28-b et 5-31). Les taux de raccourcissement ne dépassent pas les 26%, ce qui est cohérent avec les valeurs de 30-35% décrites dans les domaine d'avant-pays (e.g., Williams et Chapman, 1986; Holl et Anastasio, 1995; Hindle et Burkhard, 1999; Mazzoli et al., 2001; Tang et al., 2007).

## Chapitre VI





## 6. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

### Que retenir du pli sur propagation de faille à angle d'inter-flancs variable ?

Dans ce travail, nous avons développé un nouveau modèle cinématique pour simuler l'évolution géométrique du pli sur propagation de faille durant le plissement. Le modèle est basé sur une variation linéaire de l'angle inter-flancs avec le raccourcissement, impliquant une rotation du flanc externe. Il présente une évolution cinématique qui unifie l'ensemble des modèles classiques de plis sur propagation de faille et permet de rendre compte de toutes les géométries d'anticlinaux, qu'ils soient ouverts ou serrés. Dans ce modèle, la forme du pli varie en fonction de l'angle de sa rampe et de l'augmentation du raccourcissement. Ainsi, les faibles angles de rampe (typiquement  $15^\circ$ ) génèrent des anticlinaux de faible amplitude et grande longueur d'onde. Inversement, des rampes à angles plus forts (typiquement  $35^\circ$ ) génèrent des plis caractérisés par de amplitudes plus importantes et des longueurs d'ondes plus faibles. La géométrie « kink-band » permet en outre de reconstituer facilement l'architecture des anticlinaux en profondeur et ainsi de positionner le modèle comme un moyen alternatif au modèle de trishear, difficile à mettre en œuvre lorsque seuls les paramètres de surface du pli sont disponibles. Enfin, la possibilité de rendre compte du changement d'épaisseur dans le flanc externe du pli permet de proposer des solutions géométriques et cinématiques plus adaptées en accord avec les observations de terrain et les données de subsurface.

Le modèle de pli sur propagation de faille à angle d'inter-flancs variable permet de quantifier le rapport  $P/S$  durant le plissement en fonction de l'évolution géométrique du pli. Il prédit une propagation non linéaire de la faille au cours de la croissance du pli, conduisant à mieux comprendre l'évolution tardive du pli. La vitesse de propagation de la rampe s'accompagne d'une diminution du rapport  $P/S$  avec le plissement jusqu'à ce que ce paramètre atteigne la valeur de 2, définissant l'état mature du pli où la hauteur de la rampe est égale à l'amplitude du pli. Ce rapport diminue ensuite en lien avec l'augmentation de l'amplitude du pli par rapport à la propagation de la rampe, ce qui entraîne l'augmentation de l'épaisseur de la charge sédimentaire sur la pointe de la faille. Dans ces conditions, l'anticlinal évolue en pli de rupture pour absorber le déplacement que la rampe ne peut plus accommoder. La rupture ne correspond pas à une annulation de la vitesse de propagation de la rampe mais à une valeur faible du rapport  $P/S$ , soit entre 2 et 1,6 pour les rampes plongeant de  $10^\circ$  à  $35^\circ$  respectivement.

La quantification du rapport  $P/S$  est tirée de l'équilibrage du modèle. L'équilibrage montre que l'amplitude du pli augmente linéairement avec le déplacement et que la vitesse de

propagation de la rampe n'est pas linéaire. La hauteur de la rampe augmente avec le déplacement jusqu'à ce que le pli atteigne sa géométrie de rupture définie par un angle inter-flancs variant respectivement de 35° à 60° pour des angles de rampe de 10° à 35° respectivement. De part ces conditions géométriques, les plis à angle d'inter-flancs serrés évoluent en plis de rupture translatés sur un second niveau de décollement moins profond.

Le modèle décrit la relation entre le type de déformation et son intensité, exprimée par le serrage du pli et donc par la rotation du flanc externe exprimée en degrés/m. Ainsi, dans les régions à fort taux de déformation, les anticlinaux évoluent plutôt selon un modèle de plissement simple car la valeur élevée du rapport  $P/S$  implique que la rampe atteint rapidement la surface. Inversement, dans les régions à faible taux de déformation, les anticlinaux évoluent davantage en plis de rupture car la propagation lente de la rampe implique que le pli atteint sa géométrie de rupture avant l'émergence de la rampe en surface.

### **Vers une modélisation du plissement en trois dimensions**

Le code PROFOLD qui modélise le plissement sur propagation de faille est conçu pour générer des coupes en deux dimensions. Une perspective intéressante serait de développer un code plus élaboré en vue d'une modélisation en trois dimensions (3D). Cette modélisation 3D contribuerait ainsi à expliquer les différentes formes de plis originales (virgations, formes en croissant ou en ellipsoïdes) couramment observées à la surface. Elle permettrait alors d'établir des relations entre la distribution du déplacement le long du pli et la géométrie de la rampe ou entre l'orientation de la rampe et la direction du déplacement.

Par ailleurs, le modèle de pli sur propagation de faille à angle d'inter-flanc variable permettant de quantifier le rapport  $P/S$ , il serait intéressant d'intégrer ce paramètre dans un code de modélisation numérique prenant en compte la rhéologie des roches. Cette combinaison entre un modèle cinématique et un modèle numérique devrait ainsi permettre de quantifier d'éventuelles variations de plongement des couches liées aux contrastes lithologiques dans la pile sédimentaire. L'intégration de la rhéologie devrait en outre permettre de mieux contraindre les variations d'épaisseur et la distribution spatiale des couches plissées.

### **L'application du modèle aux anticlinaux du bassin de Gafsa**

Les cartes géologiques que nous avons dressées à partir de la cartographie télé-analytique ont été essentielles pour contraindre la géométrie de surface des anticlinaux du bassin de Gafsa. Une base de données constituée d'une grande variété d'images permet d'exploiter au mieux leurs résolutions spatiales et spectrales en vue d'une cartographie géologique plus

précise. L'intégration des paramètres de surface des différents anticlinaux dans le code PROFOLD permet une reconstitution facile et rapide de leur architecture en profondeur.

Les résultats issus de la modélisation cinématique des anticlinaux du bassin de Gafsa témoignent de l'incapacité qu'ont les modèles classiques à rendre compte de la variété des formes géométriques de plis à la surface. Ils montrent aussi l'incompatibilité entre la géométrie trishear et l'architecture des anticlinaux en profondeur principalement car ce modèle implique un niveau de décollement situé essentiellement dans les couches du Crétacé inférieur ou supérieur, soit entre 2000 et 3000 m au dessus du niveau de décollement évaporitique du Trias-Lias. Le modèle de pli sur propagation de faille à angle d'inter-flancs variable permet au contraire d'expliquer les différentes géométries de surface des plis, tout en impliquant un niveau de décollement compatible avec les données de subsurface.

### **Caractérisation de la tectonique de socle dans le bassin de Gafsa**

A partir de différents profils topographiques, nous avons montré que la tectonique semblait affecter le socle, en accord avec la sismicité de la région. Il serait donc pertinent d'étudier cette tectonique récente et de la quantifier. Parmi les différentes méthodes, l'interférométrie radar semble bien adaptée car la région d'étude est sub-désertique. Cependant, nos tentatives d'utiliser l'interférométrie à partir de données ERS-1 se sont révélées infructueuses en raison du problème de cohérence entre les différentes scènes radar. Malgré tout, il nous semble important de renouveler l'expérience avec différents outils et d'autres types de données telles que RADARSAT ou ALOS-PALSAR. La quantification des mouvements verticaux du socle permettra alors d'établir un modèle structural robuste faisant le lien entre la tectonique du socle et la déformation de la couverture.



## **Références bibliographiques**



## Références bibliographiques

### A:

- Abdelsalam, M., Stern, R.J., Berhane, W.G., 2000a. Mapping gossans in arid environments with Landsat TM and SIR-C images: the Beddaho alteration zone in northern Eritrea. *Journal of African Earth Sciences* 30, 903–916.
- Abdelsalam, M., Robinson, C., El-Baz, F., Stern, R., 2000b. Applications of orbital imaging radar for geologic studies in arid regions: the Saharan testimony. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 66, 717–726.
- Abrams, M., 1984. Recent developments in lithologic mapping using remote sensing data. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 82, 177–189.
- Addoum B., 1995. L'Atlas Saharien Sud-oriental: Cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est Constantinois (confins algéro-tunisiens). Thèse Doc. ès-Sci. Univ. Paris XI Orsay.
- Ahmadi, R., 2006. Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologiques et microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement. Application à l'Atlas méridional tunisien. Thèse, Université des Sciences et des Techniques de Nantes.
- Ahmadi, R., Ouali, J., Mercier, E., Mansy, J., Van-Vliet Lanoe, B., Launeau, P., Phekhiss, F., Ranfini, S., 2006. The geomorphologic responses to hinge migration in the fault-related folds in the Southern Tunisian Atlas. *Journal of Structural Geology* 28, 721-728.
- Albertz J., Lehmann, H., Mehlbreuer, A., Scholten, F., Tauch, R., 1988. Herstellung hochauflösender satelliten-bildkarten durch kombination mutlisensoraler datensätze. In: *Internationales Jahrbuch für Kartographie*, band 28, ULM: Universitätsverlag, 11-27.
- Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17 (4), 640–656.
- Allmendinger, R.W., Shaw J.H., 2000. Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment. *Geology* 28, 1099-1102.
- Alonso, J. L., Teixell, A., 1992. Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds. In *Trust Tectonics*, ed. K. R. McClay, . 175-180. Chapman and Hall.
- Al Saffar, M., 1993-a. Geometry of fault-propagation fold: Method and application. *Tectonophysics* 223, 363-380.



Al Saffar, M., 1993-b. Géométrie et modélisation numérique des structures anticlinales. Exemples : Atlas saharien (Algérie), Rides sud rifaines (Maroc) et Pyrénées (France et Espagne). Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

**B:**

Beaumont, EA., NH. Foster (eds.), 1990. Structural Traps I: Tectonic Fold Traps: AAPG Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields, Tulsa, 232 p.

Bédir, M., 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissement de la marge atlasique de la Tunisie. Thèse Doc. Etat, Tunis II, Tunisie, 416 pp.

Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Ben Timzal, F., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic Basins in the Central Atlas of Tunisia, tectonics sequence deposit distribution and hydrocarbon potential. A.A.P.G. Bull. 85, 885–907.

Ben Ayed N., 1980. Le rôle des décrochements E-W dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien. C.R. Somm. Soc. Géol. France, Fasc. 1, p. 29-32.

Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris Sud, France, 328 pp.

Ben Haj Ali, M., Jedoui, Y., Dali, T., Ben Salem, H., Memmi, L., 1985. Carte géologique de la Tunisie méridionale 1/500 000. Service Géologique de Tunisie.

Bensalem, M. S., Ghanmi, M., Zargouni, F., 2009. Modelling Genesis of Intracratonic Chains Related to Tectonics Inheritance. Case Study from Gafsa Basin (Southern Central Tunisia). Journal of Geography and Geology, 1, 2, 58-70

Bernard, S., Avouac, J.P., Dominguez, S., Simoes, M., 2007. Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 112, doi:10.1029/2005JB004149.

Biju-Duval, 1999. Géologie sédimentaire : Bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole. Publication de l'Institut Français du Pétrole, p 690.

Bonnefous, J., Bismuth, H., 1982. Les faciès carbonatés de plateforme de l'Eocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en mer pélagienne. Implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 6 (2), 337–407.

Bouaziz, S., 1995. Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas sahariens (Tunisie méridionale): évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie, 485 pp.

- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Tricart, P., Turki, M.M., 1998. Tectonic evolution of Southern Tethyan margin in southern Tunisia. In: Crasquin-Soleau, S., Barrier, E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir: 3. Stratigraphy and Evolution of Peri-Tethyan Platforms*, vol. 177. Mem. Mus. Natl. Hist. Nat., Paris, 215–236.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M.M., Zouari, H., 2002. Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics* 357, 227–253.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Turki, M.M., Tricart, P., 1999. La tectonique permo-mésozoïque (anté-Vraconien) dans la marge sud téthysienne en Tunisie méridionale. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 170 (1), 45–56.
- Boukadi, N., Bensalem, H., Chaouachi, A., 1991. Carte géologique de la Tunisie. 59, Oum Laâraïs. Echelle 1:100 000, Service géologique de la Tunisie, Office national des mines
- Boyer, S. E. 1986. Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. And Canada. *J. Struct. Geol.* 8, 325-339.
- Bramaud M., 1964. Coupe de l'anticlinal du Djebel Bliji, log stratigraphique, échelle 1/500. S.F.E.BP, Service Exploration-Alger, région Tunisie, référence : SE/192/64, planche n°4, feuilles n° 1-2.
- Brown, S. P., Spang, J. H., 1978, Geometry and mechanical relationship of folds to thrust fault propagation using a minor thrust in the Front Range of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 26, 551–576.
- Burollet, P., F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse, Paris. *Annale des Mines et Géologie*, Tunis, 350 pp.
- Busson, G., 1971. Le Mésozoïque Saharien, Essai de synthèse des données de sondages algéro-tunisiens. CNRS Eds, centre de recherche sur les zones arides, 10, 810p.
- C:**
- Caire A., 1977. Tectonique - Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fosses. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 284, p. 349-352.
- Cardozo N., Bhalla K., Zehnder A.T., Allmendinger R.W., 2003. Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the trishear kinematic model. *Journal of Structural Geology*, 25, 1–18.
- Cardozo, N., 2005, Trishear modeling of fold bedding data along a topographic profile: *Journal of Structural Geology*, 27, 3, p. 495-502.
- Carey, W. S. 1962. Folding. *J. Alberta Soc. Petrol. Geol.* 10:95–144
- Chamberlin, R.T., 1910. The Appalachian folds of central Pennsylvania. *Journal of Geology*,

- 27, 228-251.
- Chavez Jr., P.S., Sides, S.C., Anderson, J.A., 1991. Comparison of three different methods to merge multi-resolution and multi-spectral data: Landsat TM and SPOT panchromatic. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 56, 459–467.
- Chester, J.S., Spang, J.H., Logan, J.M., 1988. Comparison of thrust fault rock models to basement-cored folds in the Rocky Mountain foreland. In: Schmidt, C.J., Perry, W.J., Jr. (Eds.), *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt*. Geological Society of America Memoir 171, p. 65–74.
- Chester, J.S., Chester, F.M., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology* 12, 903–910.
- Chihi, L., 1995. Les fossés néogènes et quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne. Etude structurale et leur signification dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie, 365 pp.
- Chihi, L., Ben Haj Ali, M., Ben Ayed, N., 1992. Mécanisme et signification structural du plissement dans les Chaînes des Chotts (Tunisie méridionale). Analogie avec les plis associés aux décrochements E-W de Sbiba. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 315, II, 1245-1252.
- Chorowicz, J., Deroin, J.-P., 2003. La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique. Contemporary Publishing International, Éditions scientifiques GB, Paris, 141 p., 79 fig., 10 tabl., 1 cédérom, ISBN : 2-884490841.
- Cliche, G., Bonn, F., Teillert, P., 1985. Integration of the SPOT panchromatic channel into its multispectral mode for image sharpness enhancement. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 51, 311-316.
- Cobbold, P. R., Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics* 301, 1–19.
- Cobbold, P. R., Mourgues, R., Boyd, K., 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology* 21, 1013–1025.
- Coetzee M.J., Hart R.D., Varona P.M., Cundall P.A., 1995. *FLAC Basics*, Itasca Consulting Group, Minneapolis.
- Creuzot, G., Mercier, E., Ouali, J., Tricart, P., 1993. La tectogenèse atlasique en Tunisie centrale: apport de la modélisation géométrique. *Eciogae geologica Helvetica* 8612, 609-627.
- Cristallini, E. O., Allmendinger, R. W., 2002, Back-limb trishear: A kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology* 23(2),

289-296.

Cundall P.A., Board M., 1988. A microcomputer program for modeling large-strain plasticity problems, C. Swoboda, Editor, Numerical Methods in Geomechanics, Proceeding of the 6th International Conference on Numerical Methods in Geomechanic, A. A. Balkema, Rotterdam, 2101–2108.

# D:

Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. Canadian Journal of Earth Sciences 6, 743-757.

Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Maountains. Bull. Can. Petr. Geol., 18, p. 332-406.

Deroin, J.-P., Rabemanana, V., Anderieux, P., 2005. Apport du Short Waves Infrared (SWIR) de Landsat pour la cartographie géologique en zone aride. Exemple de l'Androy (Sud de Madagascar). Photo-Interprétation, 41, 1, p.9-19 et 43-47.

Deroin, J.-P., Tereygeol, Fl., Heckes, J., 2011. Evaluation of very high to medium resolution multispectral satellite imagery for geoarchaeology in arid regions, case study from Jabali, Yemen. Journal of Archaeological Science, 38, p.101-114, 12 fig., 3 tabl.

De Sitter L.U., 1964. Structural Geology, McGraw-Hill, New York (Second edition).

Dhont, D., Luxey, P., Chorowicz, J., 2005. 3-D modeling of geologic maps from surface data. AAPG Bull., 89/11, 1465-1474. DOI:10.1306/06270504108.

Dlala, M., Hfaiedh M., 1993. Le séisme du 7 Novembre 1989 à Metlaoui (Tunisie Méridionale): une tectonique active en compression. Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris, 317, série II, 1297-1307.

Doglioni, C., Fernandez, M., Gueguen, E., Sabat, F., 1999. On the interference between the early Apennines–Maghrebides back arc extension and the Alps-betics orogen in the Neogene geodynamics of the Western Mediterranean. Bol. Soc. Geol. Ital. 118, 75– 89.

# E:

Ehlers, M., 1991. Multisensor image fusion techniques in remote sensing. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 46, 19-30.

Erickson, S.G., Jamison, W.R., 1995. Viscous-plastic finite-element models of fault-bend folds. Journal of Structural Geology 17, 561-573.

Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology 19, 617–620.

Erslev, E.A., Mayborn, K.R., 1997. Multiple geometries and modes of fault propagation folding in the Canadian thrust belt. Journal of Structural Geology 19, 321–335

**F:**

- Finch, E., Hardy, S., Gawthorpe, R., 2003. Discrete element modelling of contractional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. *Journal of Structural Geology*, 25(4), 515-528.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bézar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19, 740–761.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9–28.

**G:**

- Gallup, W. B., 1954. Geology of Turner Valley oil and gas field, Alberta, Canada. in L. M. Clark, ed., *Western Canada Sedimentary Basin*. AAPG, 397–414.
- Goguel, J., 1948. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. p. 530.

**H:**

- Harris, L. D., Milici, R. C., 1977. Characteristics of thin-skinned style of deformation in the southern Appalachians, and potential hydrocarbon traps. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 1018.
- Hardy, S. and Finch, E., 2006. Discrete element modeling of the influence of cover strength on basement-involved fault-propagation folding. *Tectonophysics* 415, 225–238.
- Hardy, S. and Finch E., 2007. Mechanical stratigraphy and the transition from trishear to kink-band fault-propagation fold forms above blind basement thrust faults: a discrete-element study. *Marine and Petroleum Geology* 24, 75–90
- Hardy, S., Ford, M., 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics* 16 (5), 841–854.
- Hedlund, C. A. 1997. Fault-propagation, ductile strain, and displacement-distance relationships. *Journal of Structural Geology* 19, 249–256.
- Hindle, D., Burkhard, M., 1999. Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc. *Journal of Structural Geology* 21, 1089–110.
- Hlaiem A., 1999. Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics*, 306, 79-95.
- Holl, J.E., Anastasio, D.J., 1995. Cleavage development within a foreland fold and thrust belt,

southern Pyrenees, Spain. *Journal of Structural Geology* 17, 357–369

Hubert, M., Rubbey, W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, i. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 115-166.

### **J:**

Jabbour M., Dhont D., Hervouët Y. et Pajot E., 2007. Tectonics of the Metlaoui Chain (southern central Tunisia) from analysis of remote sensing data. *Photo-Interprétation*, 2007, 43, 2, 15-22.

Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* 9, 2, 207-219.

Jamison, W.R. and Pope, A., 1996. Geometry and evolution of a fault-bend fold: Mount Bertha anticline. *Bulletin of the Geological Society, America* 108, 208–224.

Jensen, J.R., 1996. *Introductory Digital Image Processing*. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, 318p.

Jensen, J.R., 2000. *Remote Sensing of the Environment, An Earth Resource Perspective*. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, 544p.

### **K:**

Kamoun, Y., 1981. *Etude néotectonique dans la région de Monastir-Mahdia (Tunisie orientale)*. Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris, Orsay, France, 185 pp.

### **L:**

Labrousse, M., 1998. *Modélisation numérique des plis de rupture. Applications à des exemples naturels (Rides sud - rifaines, Maroc et Cordillères ibériques, Espagne)*. Thèse, Université de Pau et des Pays de l'Adour.

Labrousse, M., Hervouët, Y., 1999. Passage des plis de propagation aux plis de rupture. *Modélisation géométrique et applications à des exemples naturels (bassins de Soria, Chaînes ibériques, Espagne)*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 170, 3, 285-293.

Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21(4), 1030, doi:10.1029/2001TC901018.

Lacombe, O., Mouthereau F., Kargar S., Meyer B., 2006. Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): Implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros. *Tectonics*, 25, TC1003, doi:10.1029/2005TC001831.

### **M:**

- Mahjoub, K., Ben Salem, H., Fakraoui, M., 1990. Carte géologique de la Tunisie. 72, Ksar El Asker. Échelle 1:100 000, Service géologique de la Tunisie, Office national des mines.
- Mahjoub, K., M'Hadhbi, M., 1990. Carte géologique de la Tunisie. 79, Tozeur. Échelle 1:100 000, Service géologique de la Tunisie, Office national des mines.
- Maillot, B., Koyi, H.A., 2006. Thrust dips and thrust refraction in fault-bend faults: analogue experiments and theoretical predictions. *Journal of Structural Geology* 28, 36-49.
- Martin, J., Mercier, E., 1996. Héritage distensif et structuration chevauchante dans une chaîne de couverture Apport de l'équilibrage par modélisation géométrique dans le Jura nord-occidental. *Bulletin of geological Society France*. 167, 101-111, erratum p. 194.
- Masini M., Bulnes, M., Poblet J., 2009. Cross-section restoration: A tool to simulate deformation. Application to a fault-propagation fold from the Cantabrian fold and thrust belt, NW Iberian Peninsula. *Journal of Structural Geology*, doi:10.1016/j.jsg.2009.11.002.
- Mathur, L.P., Evans, P., 1964. Oil in India. International Geological Congress, 22nd Session, Spec. Brochure, New Delhi, India.
- Mazzoli, S., Barkham, S., Cello, G., Gambini, R., Mattioni, L., Shiner, P., Tondi, E., 2001. Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy, *J. Geologic. Soc.*, London 158, 309-319.
- Mejri, F., Burollet, P.F., Ben Ferjani, A., 2006. Petroleum geology of Tunisia: a renewed synthesis. ETAP, Mémoire 22, Tunis.
- McConnel, D.A., Kattenhorn, S.A., Benner, L., 1997. Distribution of fault slip in outcrop-scale fault-related folds, Appalachian mountains. *Journal of Structural Geology* 19, 257-267.
- McNaught, M.A., Mitra, G., 1993. A kinematic model for the origin of footwall synclines. *Journal of Structural Geology* 15, 805-808.
- Ménard, G., 1988. Méthodologie générale de construction des coupes équilibrées. L'équilibrage géologique.
- Mercier, E., 1992. Une évolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation: le transport sur le plat (modélisation et exemple). *Bulletin de la Société géologique de France* 163, 713-720.
- Mercier, E., Outtani, F., Frizon de Lamotte, D., Ghandriche, H., 1995. Geometry of fault-propagation folds: method and application-Comment. *Tectonophysics* 245, 11-13.
- Mercier, E., Outtani, F. and Frizon de Lamotte, D. 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. *Journal of Structural Geology* 19, 185-193.



- Mitra, S., Namson, J.S., 1989. Equal-area balancing. *American Journal of Science*, 289, 563-599.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bulletin* 74, 921-945.
- Mitra, S., Fisher, G.W., 1992. Balanced structural interpretations in fold and thrust belts. *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, The Johns Hopkins University Press, Baltimore, pp. 53–77.
- Mitra, S., 2002. Fold accommodation faults. *American Association of Petroleum Geology Bulletin* 86, 1673–1694.
- Mount, V.S., Suppe, J., Hook, S. C., 1990, A forward modeling strategy for balancing cross sections: *AAPG Bulletin*. 74, 521-531.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., 2006. Inversion of the Paleogene Chinese continental margin and thick-skinned deformation in the Western Foreland of Taiwan. *Journal of Structural Geology*, 28, 1977-1993.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Meyer, B., 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modelling. *Geophys. J. Int.* (2006) doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02855.x.
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics*, 26, TC5006, doi:10.1029/2007TC002098.
- Munehika, C. K., Warnick, J. S, Salvaggio, C., Schott, J.R, 1993. Resolution enhancement of multispectral image data to improve classification accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 59, 1, 67-72.
- N:**
- Nemcok, M., Schamel, S., Gayer, R., 2005. Thrustlets, structural architecture, thermal regimes, and petroleum systems. Cambridge University Press, 541 pp.
- Norman Kent W. , Robert G. Hickman, Udayan Dasgupta, 2002. Application of a ramp/flat fault model to interpretation of the Naga thrust and possible implications for petroleum exploration along the Naga thrust front. *A.A.P.G. Bulletin*, 86, 12, 2023-2045.
- O:**
- Outtani F., Addoum B., Mercier E., Frizon de Lamotte D., Andrieux J., 1995. Geometry and kinematics of the South Atlas Front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, 249, 233-248.
- P:**
- Patriat M., Ellouz N., Dey Z., Gaulier J-M., Ben Kilani H., 2003. The Hammamet, Gabès and

Chotts basins (Tunisia): a review of the subsidence history. *Sedimentary Geology*, 156, 241–262.

Peña, S.A., Abdelsalam, M. G., 2006. Orbital remote sensing for geological mapping in southern Tunisia: Implication for oil and gas exploration. *Journal of African Earth Sciences* 44, 203-219.

Perry, W.J., 1978. Sequential deformation in the central Appalachians. *American Journal of Science*, 278, 518–542.

Philippe, Y., 1994. Transfer zone in the southern Jura thrust belt (Eastern France): Geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. In *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, ed. A. Mascle, 327-346. E.A.P.G. memoir.

Piqué A., Tricart P., Guiraud R., Laville E., Bouaziz S., Amrhar M., Ait Ouali A., 2002. The Mezozoic-Cenozoic Atlas belt (Northafrica): an overview. *Geodinamica Acta*, 15, 3, 185-208.

Poblet J., McClay K., 1996. Geometry and kinematics of singlelayer detachment folds. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 80, 1085–1109.

### **Q:**

Quintero Armador, I., Mansilla Izquierdo, H., Martínez Díaz, C., 1981. San Leonardode Yagüe. Hoja nº 348. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 40 págs. + Mapa color.

### **R:**

Regaya, K., Bensalem, H., Chaouachi, A., 1991. Carte géologique de la Tunisie. 65, Metlaoui. Échelle 1:100 000, Service géologique de la Tunisie, Office national des mines.

René Cossé, 1988. Techniques d'exploitation pétrolière: Le Gisement. Publication de l'Institut National du Pétrole, École du Pétrole et des Moteurs. Edition TECHNIP.

Rich J. L., 1934. Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Comberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. *A. A. P. G. Bull.*, 18, 1584-1596.

Ruiz-Armenta, J.R., Prol-Ledesma, R.M., 1998. Techniques for enhancing the spectral response of hydrothermal alteration minerals in Thematic Mapper images of central Mexico. *International Journal of Remote Sensing* 19, 1981–2000.

### **S:**

Sabins, F., 1997. *Remote Sensing Principles and Interpretation*. W.H. Freeman Company, 494p.

Sabins, F., Wender, L., 1991. Geologic Interpretation of Satellite Images, Saudi Arabia. In: *Proceedings—Middle East Oil Show*, 7, 213p.

- Salvini, F., Storti, F., 2001. The distribution of deformation in parallel fault-related folds with migrating axial surfaces: comparison between fault-propagation and fault-bend folding. *Journal of Structural Geology* 23, 25–32.
- Serra, S. 1977. Styles of deformation in the ramp regions of overthrust faults. Wyoming Geol. Ass. 29th Annual Field Conf. Guidebook.
- Shettigara, V.K., 1992. A generalized component substitution technique for spatial enhancement of multispectral images using a higher resolution data set. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58, 5, 561-567.
- Slimane, F., Bensalem, H., Chaouachi, A., 1991. Carte géologique de la Tunisie. 66, Gafsa. Échelle 1:100 000, Service géologique de la Tunisie.
- Soussi, M., 2000. Le Jurassique de la Tunisie atlasique: stratigraphie, dynamique sédimentaire, paléogéographie et intérêt pétrolier. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie, 661 pp.
- Soussi, M., Ben Ismaïl, H., 2000. Platform collapse and pelagic seamount facies: Jurassic development of Central Tunisia. *Sediment. Geol.* 133, 93– 113. 487-498.
- Storti F., Salvini F., 1996. Progressive rollover fault-propagation folding: a possible kinematic mechanism to generate regional-scale recumbent folds in shallow foreland belts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80, 174–193.
- Storti, F., Salvini, F., McClay, K., 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 19, 583–602.
- Strayer L., P. Hudleston, 1997. Numerical modelling of fold initiation at thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 19, 3-4, 551-566.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283, 684–721.
- Suppe, J., 1985. Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, N.J., 537.
- Suppe, J., Medwedeff, D. A., 1984. Fault-propagation folding. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 16, 670.
- Suppe, J., Medwedeff D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.*, 83, 3, 409-454.
- T:**
- Tang, L., Yu, Y., Jia, C., Jin, Z., 2007. Differential Deformed Salt-Related Tectonics of the Kuqa Foreland Fold-Thrust Belt, Tarim Basin, Northwest China. AAPG Annual Convention and Exhibition, 2007.

Tavani, S., Storti, F., Salvini, F. 2006. Double-edge fault-propagation folding: geometry and kinematics. *Journal of Structural Geology* 28, 19-35.

Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008. Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: Paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 25 (4), 417-439.

# **W:**

Wessel, P., Smith, W. H. F., 1998. New improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 79, 579.

Wickham John, 1995. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). *Journal of Structural Geology*, 17, 9, 1293-1302.

Williams, G.D., Chapman, T.J., 1983. Strain developed in the hanging-walls of thrusts due to their slip/propagation rate: A dislocation model. *Journal of Structural Geology* 5, 563–571.

Williams, G.D., Chapman, T.J., 1986. The Bristol–Mendip foreland thrust belt. *J. Geol. Soc.*, London 143, 63–73.

Willis, B., 1893. Mechanics of Appalachian structure. *U.S. Geological Survey Annual Report*, 13, 217–281.

Willis, B., Willis, R., 1934. *Geologic structures*. McGraw Hill, New York, 544 pp.

Wright, G. N., McMechan M. E., Potter D. E. G., 1994. Structure and architecture of the Western Canada sedimentary basin, in G. D. Mossop and I. Shetsen, compilers, *Geological atlas of the Western Canada sedimentary basin*: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists and the Alberta Research Council, 25–40.

Welch, R., Ehlers, W., 1987. Merging multiresolution SPOT HRV and Landsat TM data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 53, 301-303.

# **X:**

Xiao, W., M. J. Unsworth, 2006. Structural imaging in the Rocky Mountain Foothills (Alberta) using magnetotelluric exploration. *AAPG Bull.* 90, 321-333.

# **Z:**

Zaier, A., Beji-Sassi, A., Sassi, S., Moody, R.T.J., 1998. Basin evolution and deposition during the Early Paleocene in Tunisia. *Petroleum Geol. of North Africa*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 132, pp. 375–393.

Zargouni F., 1984. Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas méridional. *Evolution récente de l'accident sud atlasique*. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299, II, 2, 71-75.

Zargouni, F., 1985. *Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie*. Evolution géométrique et

- cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Zargouni, F., Ruhland, M., 1981. Style de déformation du Quaternaire récent lié au coulissement de la faille de Gafsa, et chronologie des phases tectoniques de l'Atlas méridional tunisien. C. R. Acad. Sci., Paris, 292, II, 912-915.
- Zhang, Y., Albertz, J., 1998. Vergleich verschiedener Verfahren zur Kombination multisensoraler Satelliten. Bilddaten Photogrammetrie-Fernerkundung-Geoinformation. 5, 261-274.
- Zhang, Y., 1999. A new merging method and its spectral and spatial effects. International Journal of Remote Sensing, 20, 2003-2014.
- Zhang, Y., 2002. Problems in the fusion of commercial high-resolution satellite as well as Landsat 7 images and initial solutions. Proceedings of Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications of ISPRS, Ottawa, Canada, 8–12.
- Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M., H., 2005. 2D Seismic interpretation of strike-slip faulting, salt tectonics, and Cretaceous unconformities, Atlas Mountains, central Tunisia. Journal of African Earth Sciences 43, 464-486.
- Zouaghi, T., Inoubli, M., H., Bédir, M., 2007. Contribution of seismic velocity studies to structural and lithostratigraphic reconstructions: Salt-intruded corridor ceiling and Lower Turonian Beida anhydrite deposits' outline in the central-southern Atlas of Tunisia. C. R. Geoscience 339, 13-23.
- Zouari, H., 1995. Evolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie: Stratigraphie, analyse géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. Thèse Doc. Etat, Univ. Tunis II, Tunisie, 278 pp.



## **Annexes**





## **Annexe : Traitement d'images de satellites utilisées dans ce travail**

### **1. Généralités**

Chaque canal enregistré dans une bande spectrale est codé en niveau de gris sous forme d'image raster. Pour optimiser la distinction des roches, les études utilisent fréquemment un traitement consistant à fusionner plusieurs canaux opérant dans différentes bandes spectrales (Abrams, 1984; Albertz et al., 1988; Chavez et al., 1991; Ehlers, 1991; Shettigara, 1992; Jensen 1996; Sabins, 1997; Zhang et Albertz, 1998; Ruiz-Armenta et Prol-Ledesma, 1998; Abdesalaam et al, 2000a; Zhang, 1999, 2002; Chorowicz et Deroin, 2003). Cette fusion permet d'obtenir des compositions colorées par des méthodes simples telles que la fusion RGB où tous les canaux ont le même poids. D'autres méthodes sont aussi utilisées pour favoriser certaines signatures spectrales en donnant plus de poids à certains canaux comme la fusion HIS (Albertz et al., 1988; Chavez et al., 1991; Ehlers, 1991; Shettigara, 1992; Zhang et Albertz, 1998; Zhang, 1999, 2002; Chorowicz et Deroin, 2003), ou pour améliorer la résolution spatiale des images en les combinant avec des images plus précises (panchromatique ou même radar) comme la transformation de Brovey (Cliche et al., 1985; Wzich et Ehlers; 1987; Chavez et al., 1991; Munechika et al., 1993; Zhang et Albertz, 1998; Zhang, 1999, 2002; Chorowicz et Deroin, 2003).

Dans ce travail, nous avons principalement utilisé la fusion RGB en combinant trois canaux opérant dans différentes bandes spectrales assez éloignées afin de mieux caractériser la lithologie. La composition RGB peut en outre permettre de combiner d'autres canaux en utilisant le principe de rapport de bandes (band-ratio). L'utilisation fréquente de ce type de fusion est due à sa simplicité technique, mais aussi à son principe même qui assure une représentation uniforme de tous les canaux combinés. Cette méthode de représentation est un facteur important à considérer en vue d'établir une cartographie détaillée basée sur la distinction des réponses spectrales des roches, car elle attribue le même poids à chaque type de roche. Cette méthode permet de choisir la meilleure composition de canaux pour discriminer au mieux la nature des roches différentes.

### **2. La composition colorée**

La composition colorée standard utilise les canaux 7-4-2 du satellite Landsat en vue

d'exploitation dans les régions arides (Sabins et Wender, 1991; Sabins, 1997; Abdelsalam, 2000a; Peña et Abdesalaam, 2006). Son équivalent est la composition Aster 7-3-1 (Peña et Abdesalaam, 2006). Elles reviennent à différencier les unités lithologiques tout en préservant les caractères morphologiques car elles assurent une couverture maximale du spectre électromagnétique en regroupant les données enregistrées dans le SWIR et le VNIR (Sabins, 1997). Les canaux Landsat 7 et Aster 7 enregistrent dans le domaine SWIR où s'observe une forte absorption de rayonnement par les argiles et le calcaire (Figure 5-6). Les canaux Landsat 4 et Aster 3, correspondant au domaine du proche infrarouge, permettent de distinguer les minéraux hydroxydes qui ont une réflectance relativement élevée dans cette bande de spectre (Abdelsalam, 2000a et 2006). Ces canaux sont remplacés par les canaux Landsat 3 et Aster 2 pour mettre en valeur les oxydes de fer qui ont une réflectance plus importante dans le domaine du rouge que (Deroin et al., 2005, 2011). Les canaux Landsat 2 et Aster 1, correspondent à la couleur verte du domaine visible et apportent des renseignements sur la couverture végétale (Sabins, 1997; Jensen 2000). Bien que la variation des couleurs ne soit pas très tranchée dans ce type de composition colorée, elle permet néanmoins d'exprimer correctement les caractéristiques morphologiques. Elle est particulièrement utilisée pour déterminer les limites entre les sédiments alluviaux et les affleurements géologiques et pour les études hydrologiques (Peña et Abdesalaam, 2006).

### **3. La composition de rapport de bandes (band-ratio)**

Cette composition consiste à mieux exploiter le large potentiel spectral des capteurs multispectraux Landsat et Aster, et donc à mieux discriminer la lithologie des affleurements (Abrams, 1984; Jensen 1996; Sabins, 1997; Abdesalaam et al, 2000a; Peña et Abdesalaam, 2006). Pour la composition colorée de rapport de bandes, la radiance de chaque pixel (Digital Number, DN) enregistrée dans la bande à forte réflectance est divisée par la radiance du même pixel dans la bande à plus faible réflectance (Jensen 1996). Les valeurs résultantes peuvent être multipliées par un coefficient pour générer une bande combinée de deux canaux. Ce coefficient est fonction du spectre de chaque canal et donc de la lithologie dominante de la région imagée (Abdelsalam et al, 2000a, Peña et Abdesalaam, 2006).

Dans les études géologiques menées à partir des données Landsat ETM+, la composition colorée de rapports de bandes regroupe généralement les trois bandes combinées 5/7-4/5-3/1 qui font ressortir au mieux les variations lithologiques. La bande relative 5/7 est utilisée afin

d'améliorer la signature spectrale des minéraux argileux qui ont une forte réflectance dans le canal 5 du Landsat ETM+ et une absorption importante du spectre dans le canal 7 (Abrams, 1984; Ruiz-Armenta et Prol-Ledesma, 1998; Sabins, 1997; Abdesalaam et al, 2000a; Peña et Abdesalaam, 2006). La bande relative 4/5 du Landsat ETM+ est employée pour mettre en évidence les silicates et les hydroxydes (Abrams, 1984; Abdesalaam et al, 2000a; Peña et Abdesalaam, 2006). La bande relative 3/1 du Landsat ETM+ est générée pour discriminer les minéraux riches en fer dans régions arides, notamment l'oxyde de fer FeO omniprésent dans les sédiments alluviaux (Abrams, 1984; Sabins, 1997; Abdesalaam et al, 2000a; Peña et Abdesalaam, 2006). La composition Aster 4/8-3/4-2/1 est équivalente à la l'image Landsat ETM+ 5/7-4/5-3/1.

#### 4. Analyse d'images sur la région d'étude

Le bassin de Gafsa étant situé dans une zone aride, nous avons exploité les différentes compositions décrites précédemment afin de différencier les roches constituées essentiellement de calcaire, de marne et d'argiles.

Sur la composition RGB simple 7-4-2 (Landsat), on note la présence majoritaire des couleurs vert et bleu-vert (Figure 1). La couleur bleu-vert, souvent présente dans les dépressions des Chotts, est due à la présence de minéraux blancs (halite et anhydrite). La couleur vert représente les rares champs cultivés. On distingue les argiles marneuses qui apparaissent en marron sombre au cœur de l'anticlinal de Bliji (1) et les sédiments récents essentiellement argileux-sableux qui apparaissent de couleur beige à marron clair (2). Les roches carbonatées varient du vert mousse pour les calcaires (3) à vert militaire pour les calcaires marneux fortement altérés (4). La formation Metlaoui essentiellement carbonatée et phosphatée prend des teintes qui varie du vert-bleu au marron selon les niveaux sédimentaires (5). Le gypse de la formation Djeps forme partiellement une bande bleu cyan autour du chaînon de Métlaoui (6). Les affleurements mio-pliocènes des formations conglo-sableuses Béglia et Ségui occupent une place importante entre les chaînons de Metlaoui et la chaîne des Chotts et apparaissent en vert-bleu à cyan (7).

Sur l'image RGB de rapport de bandes Landsat 5/7-4/5-3/1 (Figure 2), on note une baisse dans la netteté de l'image en raison d'une perte de texture par rapport à la composition simple 7-4-2. Le gypse des Chotts prend une couleur jaune qui regroupe aussi la végétation. Les couches carbonatées au cœur des anticlinaux apparaissent en rouge cerise et les argiles au

coeur de l'anticlinal de Bliji en rouge sang. Les sédiments récents apparaissent en bleu nuit à bleu marin et les couches conglo-sableuses en violet.

## 5. Comparaison entre les compositions colorées

La comparaison entre les deux types de compositions colorées montre des améliorations apportées par l'image de rapport de bandes par rapport à l'image simple 7-4-2. L'image 5/7-4/5-3/1 permet de distinguer plus facilement les limites entre les couches carbonatées et les sables de couleurs rouge et vert, respectivement (Figures 3 et 4). L'image de rapport de bandes permet aussi de distinguer le gypse (fm. Djeps), de couleur jaune, qui tranche bien avec les formations entourant.

Cependant, et comme nous l'avons signalé plus haut, l'image des bandes-ratio 5/7-4/5-3/1 réduit fortement la texture qui joue un rôle essentiel dans la distinction des différentes unités. Par ailleurs, la bande-ratio 5/7 augmente fortement le signal des carbonates, limitant ainsi la différenciation des couches carbonatées dont la nature est proche et qui sont au contraire assez bien distinctes sur la composition RGB simple. Ceci est bien illustré au niveau du contact Maastrichtien – Tertiaire difficile à distinguer sur le flanc nord de l'anticlinal de Métaoui (Figure 4), ainsi que sur le flanc sud de l'anticlinal de Stah (Figure 5). Les contacts Campanien-Santonien et Santonien-Coniacien sont aussi plus faciles à distinguer au niveau de la Chaîne des Chotts à partir de la composition simple (Figure 6). Une deuxième faiblesse des bandes-ratio est la difficulté à différencier les argiles et les roches carbonatées en raison de l'absorption quasi-équivalente dans la bande 5/7 des argiles et des calcaires. Ainsi, la limite entre les argiles de la formation Aleg (Turonien-Coniacien) et les calcaires massifs de la formation Abiod (Campanien-Maastrichtien) n'est pas claire au niveau de l'anticlinal de Bliji (Figure 4). Le troisième point faible de l'image bandes-ratio est la difficulté à distinguer les sédiments récents (sables et sables argileux) et les formations gréso-sableuses. Ainsi, à la terminaison périclinale orientale de l'anticlinal de Sehib, la perte de texture ne permet pas de différencier les formations mio-pliocènes (Ségui et Beglia) des sédiments récents (Figure 3). Finalement, bien que les bandes-ratio mettent bien le gypse en évidence, qui apparaît en jaune, elles font apparaître la végétation dans la même couleur pouvant entraîner des erreurs lors de la cartographie si l'image simple n'est pas prise en compte (Figure 4).

## 6. Choix des compositions colorées

### 6.1. *Choix des compositions simples*

#### 6.1.1. Images Landsat ETM+

La caractérisation de la dispersion entre les données peut être réalisée par l'étude statistique basée sur leur corrélation. La Figure 7 montre les résultats de la corrélation pour les données Landsat couvrant le secteur d'étude. Il existe une forte corrélation entre les trois premiers canaux Landsat ainsi qu'une corrélation assez importante dans le domaine de l'infrarouge entre les couples des canaux (3, 4) et (5, 7).

L'image RGB idéale doit être construite à partir de la composition des canaux dont la corrélation est la plus faible possible. En effet, les canaux bien corrélés impliquent des données assez homogènes et ne font donc pas ressortir les différentes lithologies. Par exemple, une composition RGB issue des canaux du visible (1, 2 et 3) montre une forte corrélation. Cependant et bien qu'elle soit associée à la vision naturelle de l'œil humain, elle ne permet pas de distinguer les roches car la forte corrélation entre les canaux implique un faible contraste de couleurs (Figure 8). De la même façon, les compositions colorées avec des canaux IR impliquent de faibles contrastes car les canaux sont fortement corrélés (Figures 9 et 10).

Ainsi, les deux compositions colorées (7-4-2) et (5-3-1) sont les plus intéressantes car la corrélation entre leurs canaux est la plus faible. Ces deux compositions sont d'autant plus intéressantes qu'elles couvrent ensemble la totalité des canaux Landsat 7. L'image 7-4-2 montre un bon contraste de couleurs contrairement à l'image (5-3-1) (Figures 1 et 11). Vu la forte corrélation entre les canaux 7 et 5 (97%), ces deux canaux peuvent se remplacer mutuellement pour former deux autres images RGB qui sont les compositions (5-4-2) corrélée de 244% et (7-3-1) (190%), mais aucune de ces deux compositions ne donne la différence de couleur assurée par l'image (7-4-2) (235%) (Figures 12 et 13). Bien que l'image (7-3-1) soit moins corrélée que l'image (7-4-2), la bonne différence de couleur de cette dernière est assurée grâce aux deux canaux IR (7 et 4) contre un seul canal dans la première image. Donc, le choix de l'image RGB repose sur le principe de la faible corrélation, mais doit aussi prendre en considération le nombre de canaux IR qui doit être au moins deux canaux faiblement corrélés. Ainsi, la composition RGB (7-4-1) est la plus intéressante, car elle combine les deux canaux IR les moins corrélés (82%) tout en assurant la plus faible corrélation sur l'ensemble des canaux (184%). Bien que l'image (7-4-1) n'améliore pas profondément la différence de

couleurs, elle est plus contrastée que l'image (7-4-2) en raison d'une corrélation plus faible (184% contre 235%) (Figure 14).

### 6.1.2. Images Aster

Les images Aster regroupent quinze canaux, mais seules les canaux du VNIR (3 canaux) et du SWIR (6 canaux) sont exploitables en cartographie en raison de la faible résolution spatiale (90 m) des canaux du thermique.

Pour calculer la corrélation entre les canaux du VNIR et du SWIR, il est impératif d'homogénéiser leurs différentes résolutions spatiales. Pour cela, nous avons sur-échantillonné les canaux du SWIR pour obtenir une résolution spatiale de 15 m identique à celle du VNIR. Il existe une forte corrélation entre les canaux du VNIR, allant jusqu'à 93%, avec une corrélation plus faible (83%) entre les canaux 1 et 3 (Figure 15). Cette corrélation est encore plus forte entre les canaux du SWIR allant de 93% à 99,5%, à l'exception de la valeur de 88% entre les canaux 4 et 9. Cette importante corrélation réduit les multiples RGB possibles que permet théoriquement les nombreux canaux Aster. En revanche, une corrélation très faible est notée entre les canaux du SWIR et du VNIR (inférieure à 40%) (Figure 15). Il est donc possible de réaliser un nombre limité de compositions colorées parmi quatre canaux qui sont le 1 et le 3 du VNIR avec le 4 et le 9 du SWIR. Ces canaux peuvent constituer deux RGB principales qui sont 9-3-1 et 4-3-1 composées de deux canaux opérant dans l'IR et un canal dans le visible, assurant ainsi un bon contraste de couleurs (Figures 16 et 17). Les deux autres compositions colorées (9-4-3 et 9-4-1) montrent une différence de couleurs exploitable mais moins importante que les deux images principales (Figures 18 et 19). Cette diminution de la différence de couleurs est expliquée par la perte quasi-totale de la réponse du sol enregistrée dans le domaine visible pour l'image 9-4-3 (Figure 18), et par l'absence de l'importante réponse des roches dans le proche infrarouge pour l'image 9-4-1 (Figure 19).

L'image 9-3-1 Aster peut aussi être remplacée par l'image 8-3-1 qui équivaut l'image 7-4-2 Landsat, car une forte corrélation (96%) est calculée entre les canaux 8 et 9 Aster (Figure 20). Cependant, il n'est pas possible de trouver l'équivalent de l'image Landsat 7-4-1 (Figure 14) qui assure la meilleure différence de couleurs car Aster n'a pas de capteur opérant dans le bleu (Le canal 1 Aster opère directement dans le vert).

## 6.2. Choix des images RGB bandes-ratio

Le but étant d'améliorer la différence de couleurs des images de sorte à mieux



différencier les unités lithologiques, nous avons utilisé le principe de la corrélation pour constituer des images de bandes-ratio. Pour cela, il est important que les nouveaux canaux soient combinés de canaux bruts faiblement corrélés. Ainsi, la division des canaux Landsat peut donner place à trois nouveaux canaux (7/4, 5/2 et 3/1) qui couvrent l'ensemble des canaux Landsat tout en assurant un maximum de données dans chaque nouveau canal, car ce dernier rassemble les informations de deux canaux faiblement corrélés. La perte de texture montrée par l'image des bandes-ratio 7/4-5/2-3/1 est un défaut qui se corrige en ajoutant un canal d'intensité à l'image RGB pour obtenir une image RGBI. Le canal d'intensité peut être un canal visible ou infrarouge avec la prise en compte de la variation de la palette de couleurs selon le canal choisi (Figures 21 et 22).

L'image RGBI obtenue enregistre des avantages significatifs par rapport à l'image RGB simple 7-4-1, mais surtout par rapport à l'image des bandes-ratio 5/7-4/5-3/1. L'exemple de l'anticlinal de Sehib montre que la différence de couleurs entre les formations conglo-sableuses du Mio-Pliocène et les couches carbonatées antérieures est plus importante sur l'image 7/4-5/2-3/1 que sur les deux autres images, car ces deux formations paraissent respectivement en couleurs bleue et vert bien distinctes (Figures 23). L'exemple de l'anticlinal de Bliji montre que l'image RGBI des bandes-ratio a l'avantage de bien distinguer les formations carbonatées Abiod (Maastrichtien) et Metlaoui (Éocène) de nature différentes, ce qui est moins facile sur l'image simple 7-4-1 et très difficile sur l'image 5/7-4/5-3/1 notamment au sud de Tamerza (Figure 24). De plus, cette image RGBI Permet de différencier les deux affleurements (1' et 2') au nord de l'anticlinal aussi bien que sur l'images des bandes-ratio 5/7-4/5-3/1(Figure 24). L'exemple de l'anticlinal de Stah montre que seule l'image RGBI est capable de représenter les formations conglo-sableuses au sud de l'anticlinal avec une couleur bien différente de celle qui représente les couches carbonatées, ceci tout en permettant la bonne distinction entre les carbonates de l'Eocène (Fm. Metlaoui) et celles du Maastrichtien (Fm. Abiod) (Figure 25). L'exemple de l'anticlinal de Bouhlel montre que l'image RGBI offre une différence de couleurs bien plus importante que les autres images permettant la distinction facile des limites entre les différents affleurements carbonatés, ce qui est très difficile sur l'image 5/7-4/5-3/1 et assez difficile sur l'image 7-4-1 notamment sur le flanc sud de l'anticlinal (Figure 26).

La corrélation entre les images Aster est faible entre les canaux du SWIR et du VNIR, mais elle est forte entre les canaux VNIR et très forte entre les images SWIR. De ce fait, et compte tenu du manque de l'équivalent du canal bleu, les bandes-ratio Aster seront combinées

à partir de cinq canaux (8, 4, 3, 2, 1). Ainsi, l'image RGBI 8/3-4/2-3/1-3 montre une différence de couleurs similaire à l'image RGBI Landsat (Figures 21 et 27), avec un léger avantage pour cette dernière qui couvre une bande spectrale plus large avec ses six canaux contre cinq seulement dans l'image RGBI Aster.

## 7. Résolution spatiale

Le traitement des images permet d'améliorer le contraste de couleur des compositions colorées pour faciliter l'analyse de ces images, mais la résolution spatiale reste aussi un aspect élémentaire pour une bonne interprétation des images et donc une meilleure cartographie géologique. Les compositions colorées Landsat et Aster étant de 30 m de résolution avec un avantage pour les données Aster qui comportent trois canaux à 15 m de résolution, l'utilisation des données Alos à 10 m de résolution se révèle nécessaires pour une interprétation améliorée des images surtout à petite échelle (Figure 28). La combinaison entre les données Alos (10 m de résolution) à des compositions colorées Landsat et Aster permet non seulement la précision des limites des différentes formations et unités lithologiques, mais elle permet surtout d'éviter les erreurs susceptibles d'être commises lors de la cartographie géologique à partir d'un seul type de données. Cette idée est bien démontrée par l'exemple de l'anticlinal de Bouhlef où l'interprétation des images de satellite permet de bien cartographier les différentes unités du Campanien. Ces unités sont considérées comme appartenant parfois au Santonien et d'autres fois au Coniacien dans la carte géologique au 1/100 000 de Mahjoub et Fakraoui (1990), alors que l'interprétation d'images et la carte géologique sont assez identiques au flanc nord de l'anticlinal (Figure 29).

## 8. Conclusions

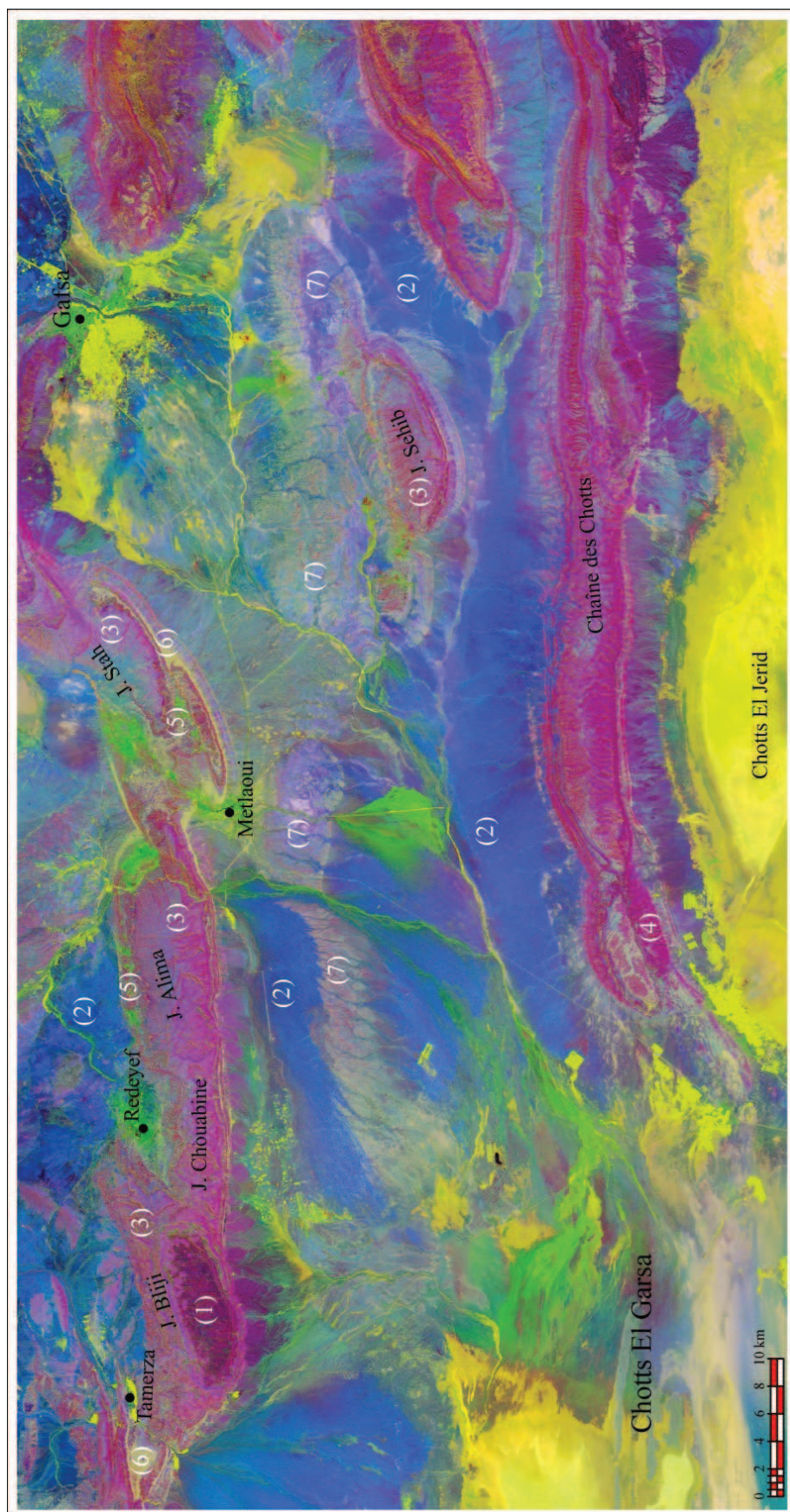
Le traitement des données de télédétection multi-spectrales est une étape essentielle dans l'interprétation des images, car il permet de faciliter et d'améliorer la distinction visuelle des différentes unités lithologiques en augmentant la différence de couleurs des compositions colorées RGB et RGBI. Cette différence de couleurs est maximale dans une image RGB composée de canaux faiblement corrélés dont un est enregistré dans le domaine du proche infrarouge (Swir) où la réflectance des roches est importante et variée selon leur nature minéralogique. Vu cette règle et les caractéristiques techniques des canaux landsat et Aster, les

deux autres canaux de la compositions colorées sont obligatoirement enregistrés dans les domaines visible et moyen infrarouge. Ainsi, les compositions colorées 7-4-1 Landsat et 9-3-1 et 4-3-1 Aster répondent très bien à ces conditions assurant une meilleure différence de couleurs. Dans ce cadre, les images de bandes-ratio se révèlent très intéressantes car elle permet d'intégrer plus de trois canaux dans la même image (cinq canaux Aster ou six canaux Landsat). Les bandes-ratio étant combinées de canaux faiblement corrélés, la composition colorées de bandes-ratio assure une différence de couleurs maximale liée à une couverture totale (pour les canaux Landsat) ou quasi-totale (canaux Aster) du spectre visible et proche et moyen infrarouge, ce qui correspond à un regroupement sélectif et précis des différentes réponses spectrales de roches enregistrées par tous les canaux. Ainsi, les images de bandes-ratio 7/4-5/2-3/1 Landsat et 8/3-4/2-3/1 Aster sont particulièrement intéressantes par leur couverture spectrale et leur faible corrélation. Le seul désavantage des bandes-ratio est la perte de la texture d'image qui constitue un élément clé pour l'interprétation de l'image résultante, mais l'utilisation des images RGBI permet de retrouver la texture d'origine qui facilite l'interprétation d'images dans les conditions de bonne différence de couleurs.



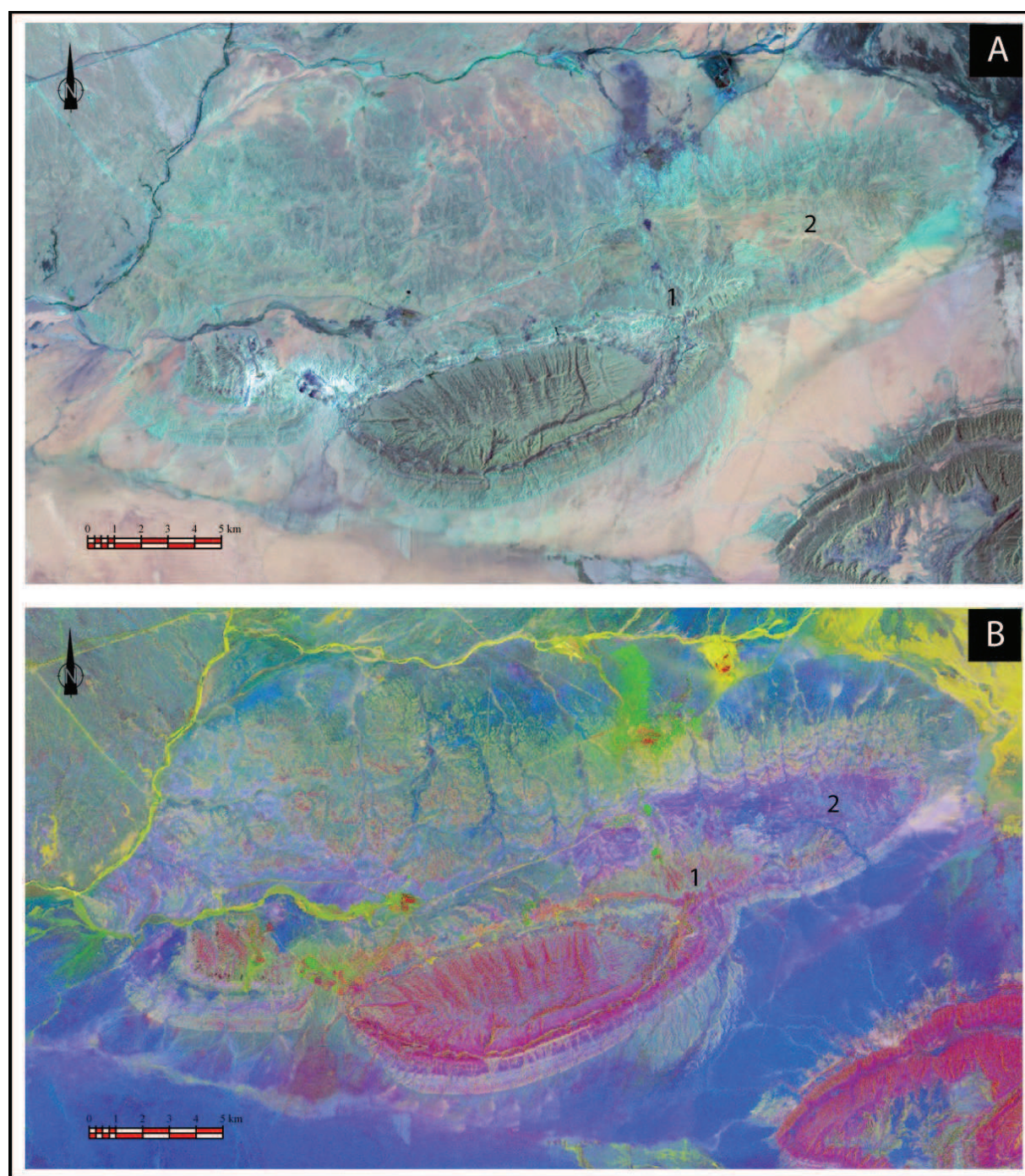
**Figure 1:** La différence de couleurs de la composition colorée 7-4-2 Landsat permettant de distinguer les différentes unités lithologiques dans le bassin de Gafsa (les chiffres de 1 à 7).





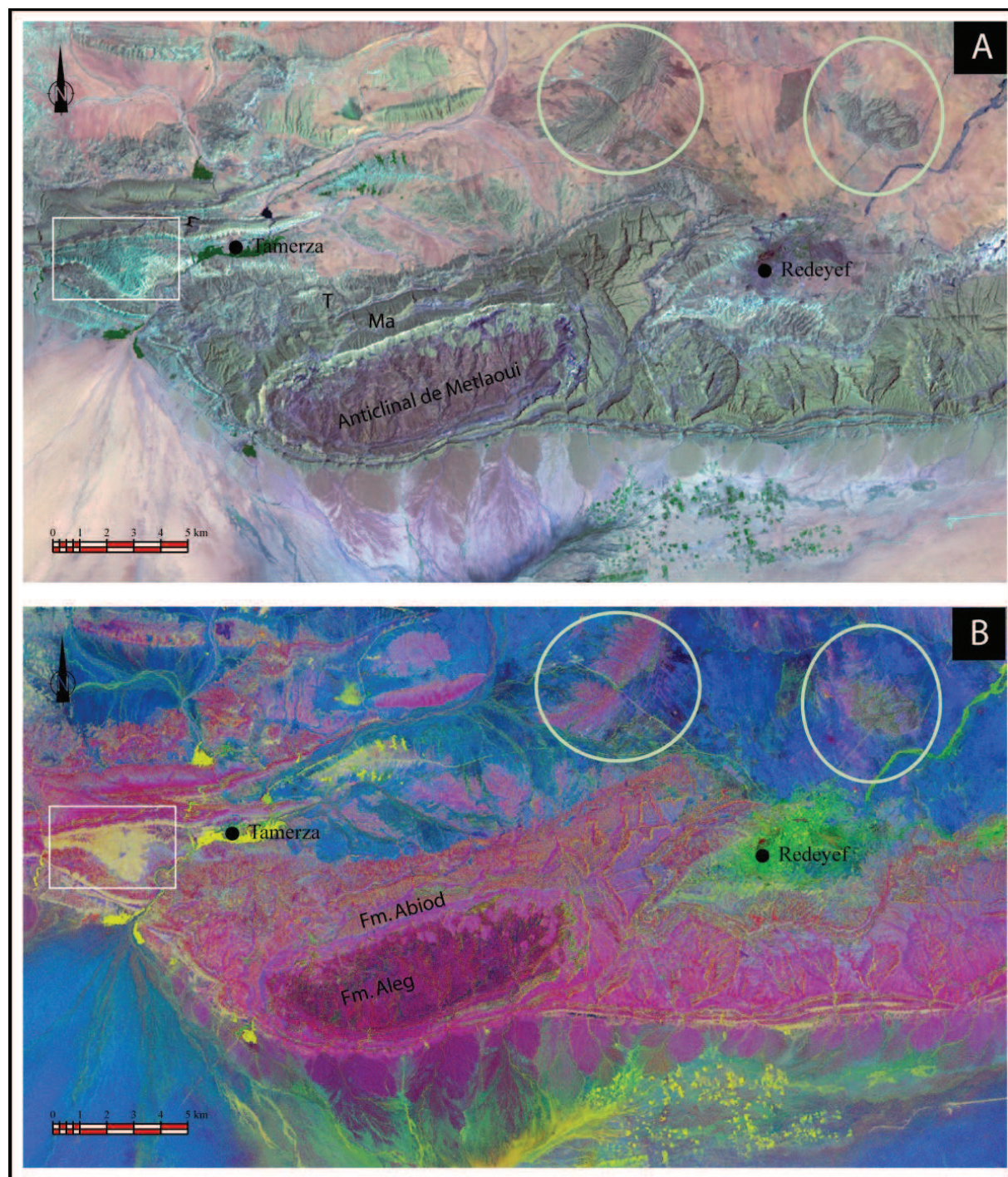
**Figure 2:** L'augmentation de la différence de couleurs et a perte de texture de l'image de bandes-ratio 5/7-4/5-3/1 Landsat par rapport à l'image 7-4-2 (Figure 1).





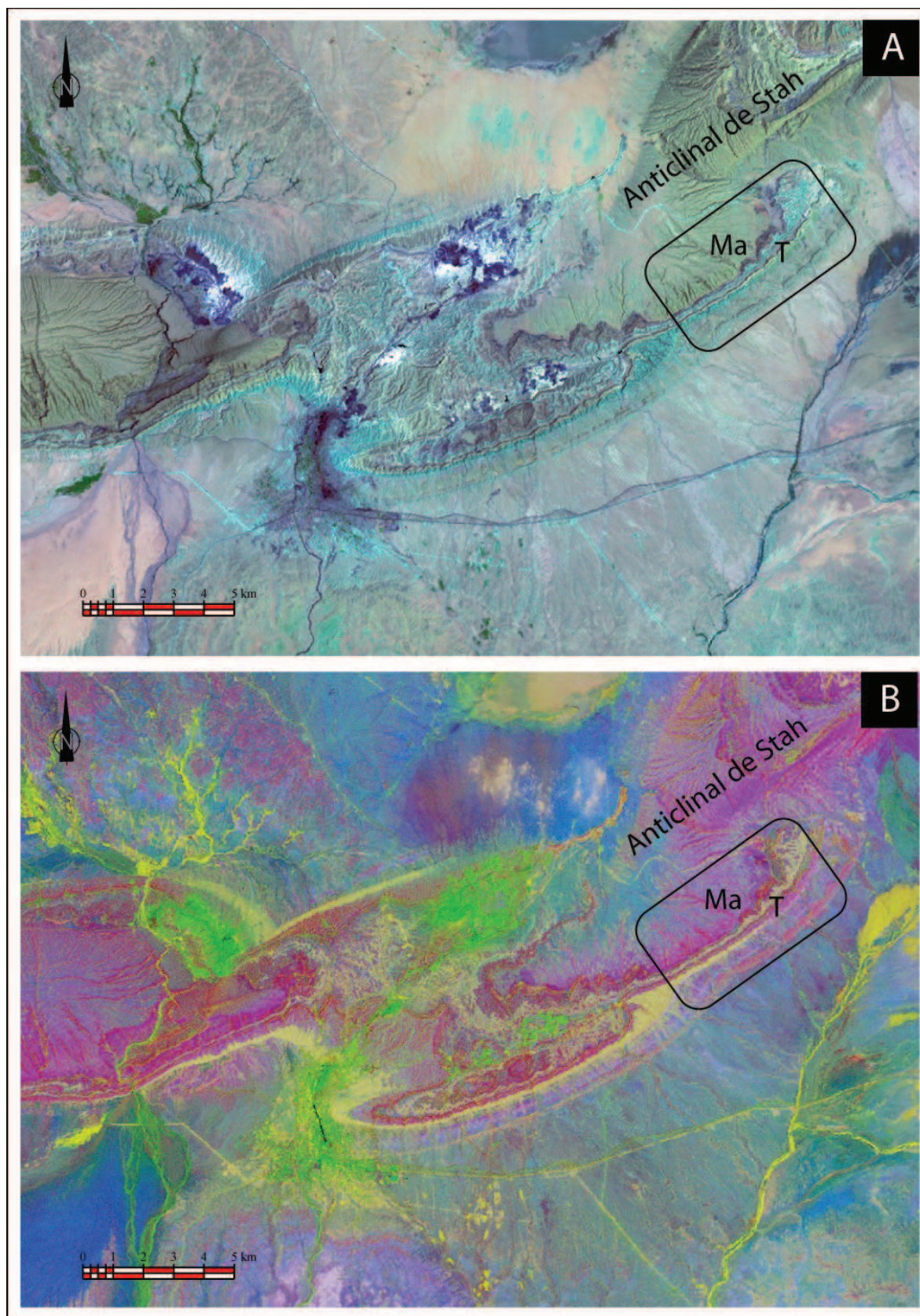
**Figure 3:** La distinction assez facile de la limite entre la formation carbonatée de Metlaoui (1) et les formations conglo-sableuses du Mio-Pliocène (2) au niveau de l'anticlinal de Sehib à partir de l'image Landsat 7-4-2 (A) par rapport à l'image 5/7-4/5-3/1 (B). Cette figure montre aussi la réduction de la différence de couleurs entre les formations conglo-sableuses et les sédiments récents sur l'image B par rapport à l'image A où ces derniers apparaissent en beige.





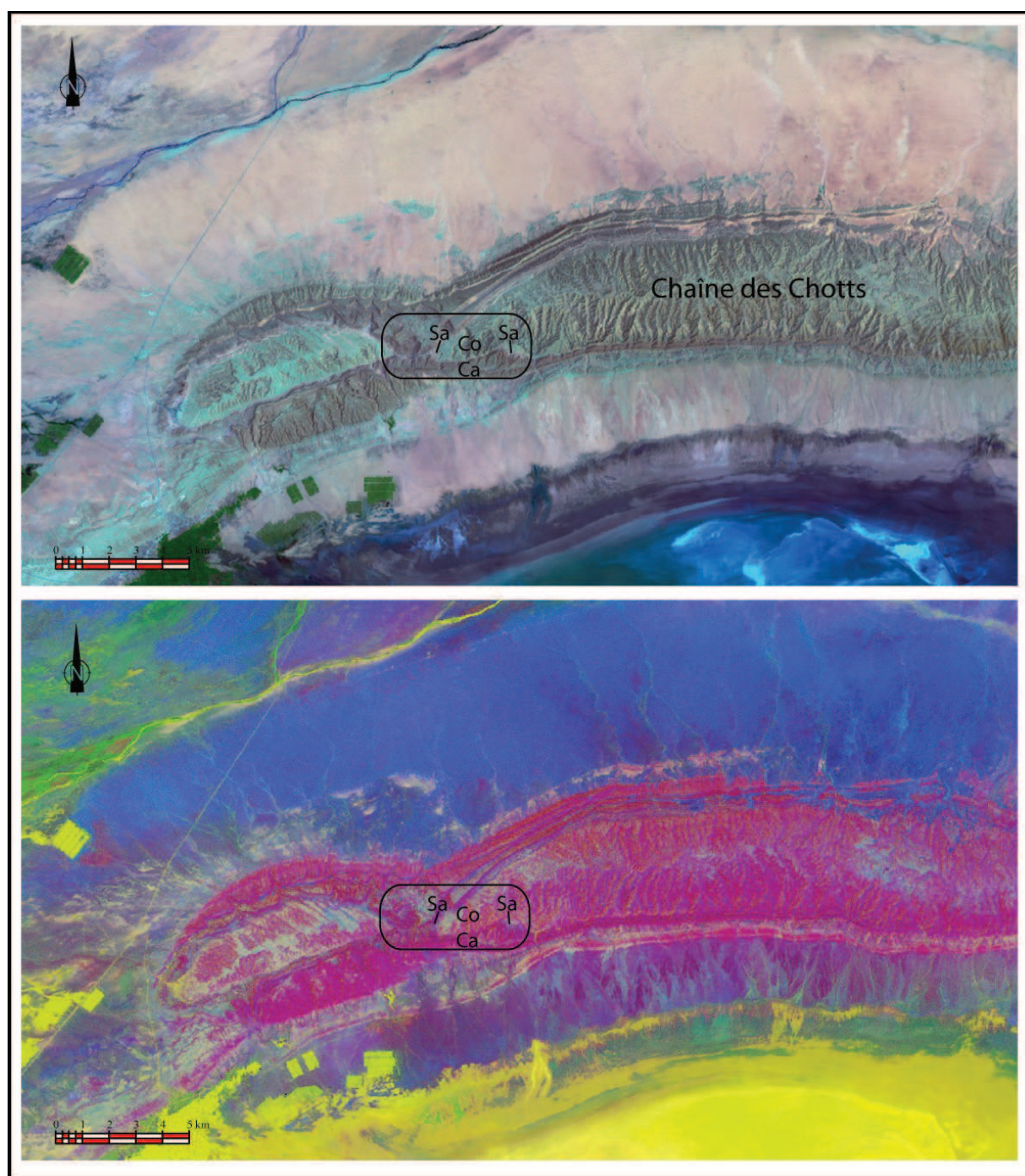
**Figure 4:** La distinction moins facile des affleurements carbonaté (ouest) et conglomérables (est) au nord de Redeyef (indiqués par des cercles), et de l'affleurement gypseux à l'ouest de Tamerza (cadre) à partir de l'image Landsat 7-4-2 (A) par rapport à l'image 5/7-4/5-3/1 (B). Cette figure montre aussi la facilité de distinguer le contact Maastrichtien-Tertiaire (Ma-T) et la limite entre les formations d'Aleg et d'Abiod sur l'image A par rapport à l'image B.





**Figure 5:** La distinction assez facile du contact Maastrichtien-Tertiaire (Ma-T) sur le flanc sud de l'anticlinal de Stah à partir de l'image Landsat 7-4-2 (A) par rapport à l'image 5/7-4/5-3/1 (B).



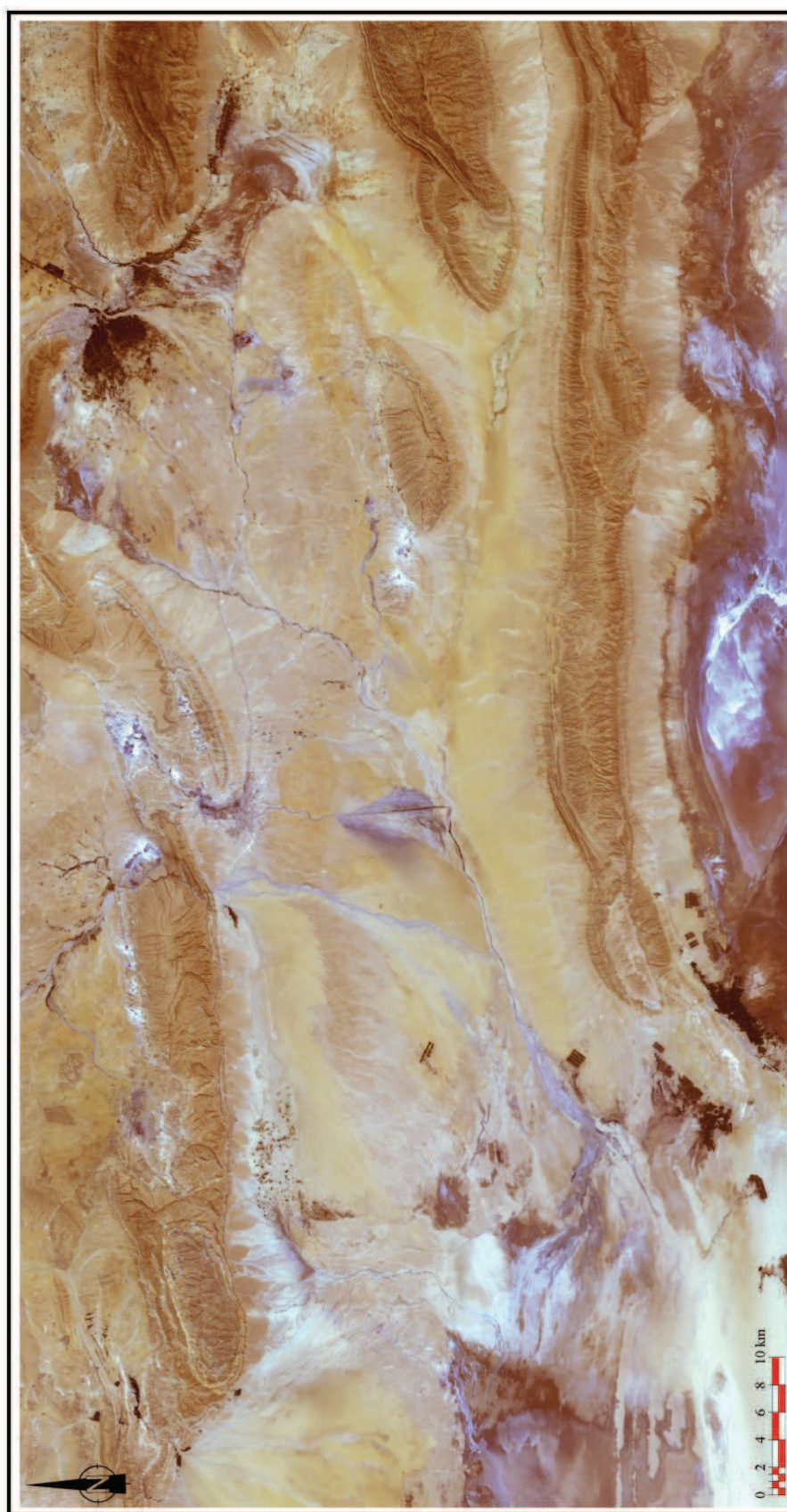


**Figure 6:** La distinction assez facile des contacts Campanien-Santonien (Ca-Sa) et Santonien-Coniacien (Sa-Co) sur le flanc sud de la chaîne des Chotts à partir de l'image Landsat 7-4-2 (A) par rapport à l'image 5/7-4/5-3/1 (B).

	C1	C2	C3	C4	C5	C7
C1	1					
C2	0,909	1				
C3	0,799	0,964	1			
C4	0,669	0,885	0,937	1		
C5	0,390	0,688	0,803	0,867	1	
C7	0,353	0,644	0,751	0,816	0,971	1

**Figure 7:** Tableau montrant la corrélation calculée pour les données Landsat couvrant le secteur d'étude.





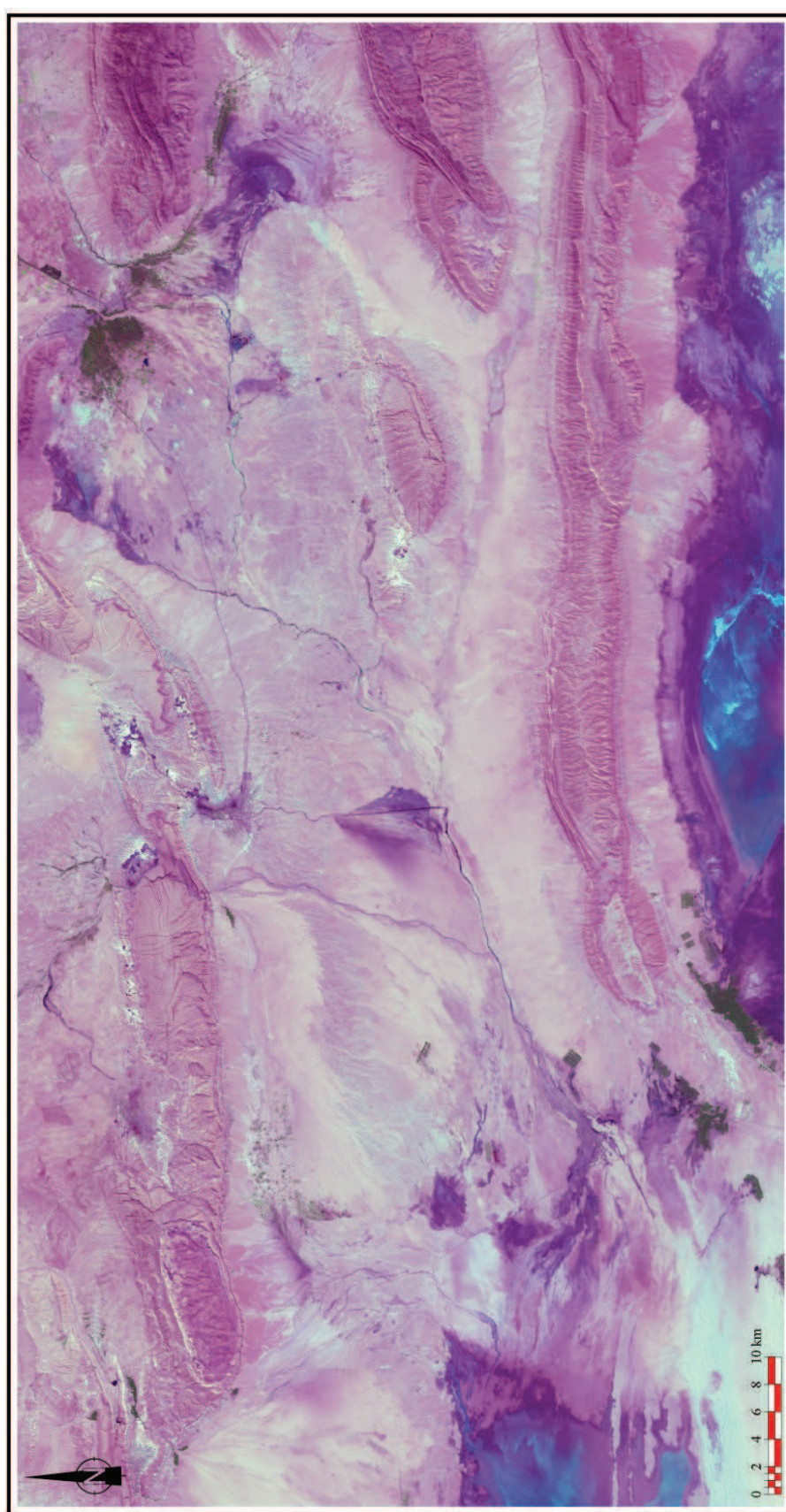
**Figure 8:** La faible différence de couleurs de l'image RGB 3-2-1 Landsat fortement corrélée et manquant des données infrarouges.



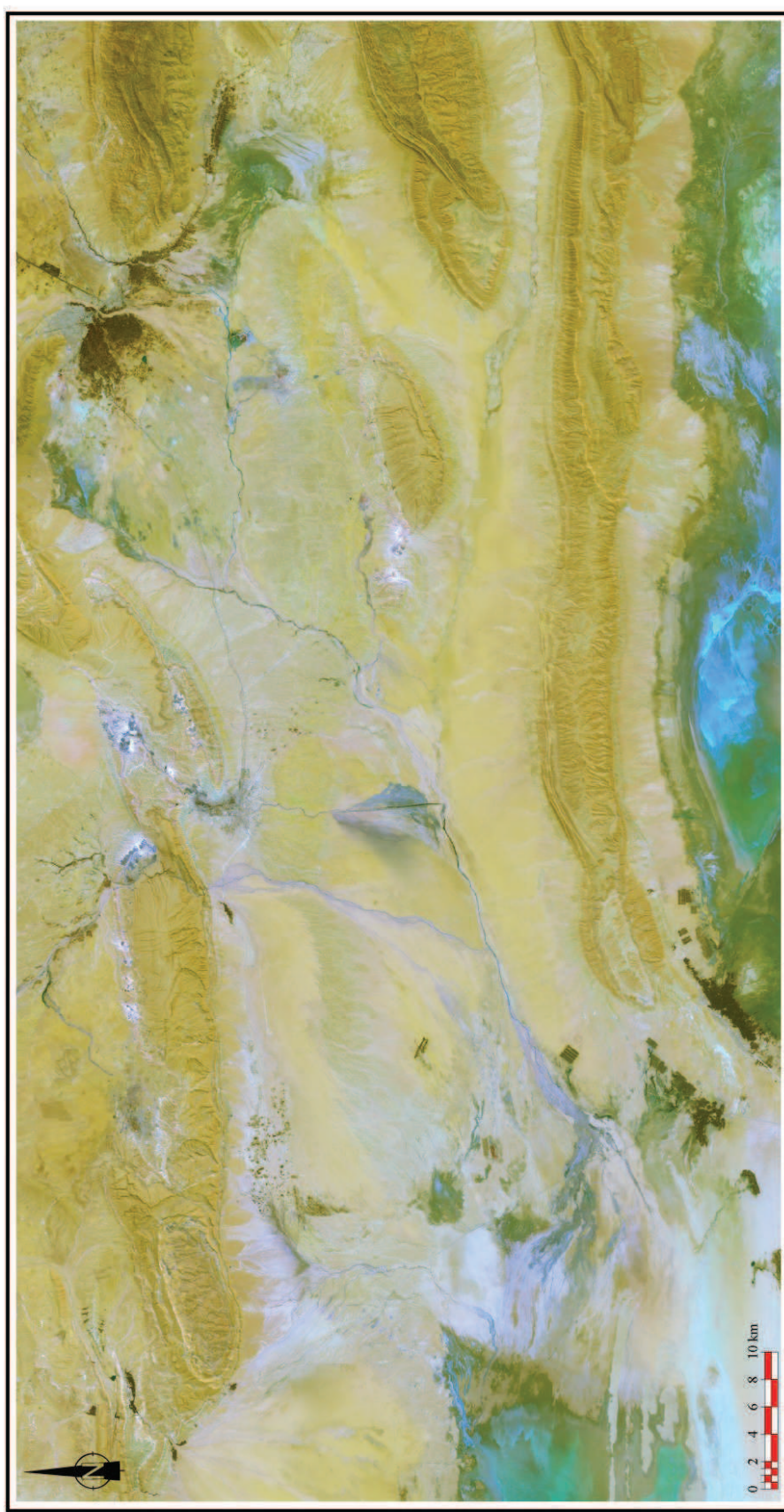


*Figure 9: La faible différence de couleurs de l'image RGB 7-5-4 Landsat fortement corrélée et manquant des données visibles.*



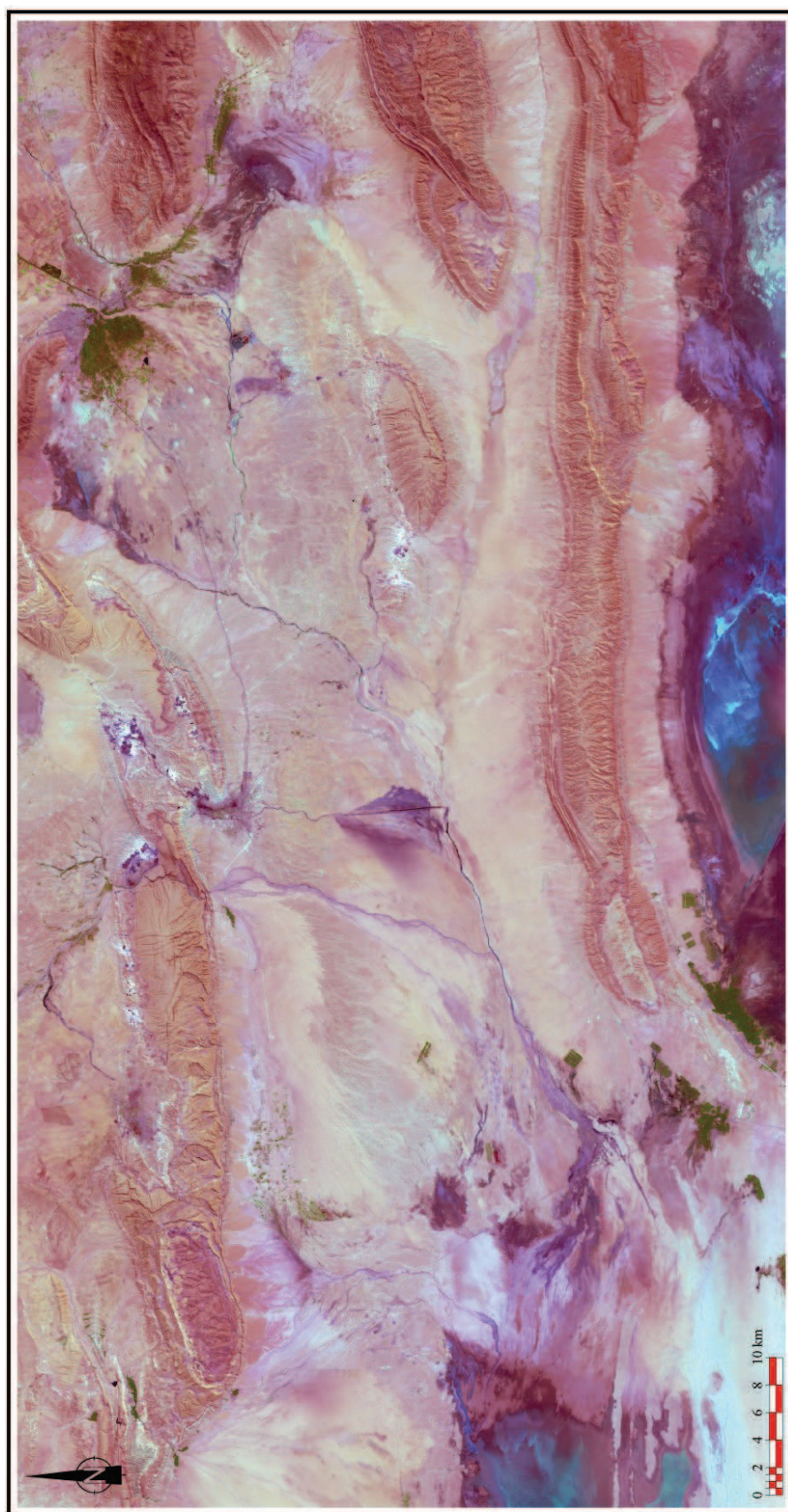


*Figure 10: La faible différence de couleurs de l'image RGB 5-4-3 Landsat fortement corrélée notamment entre les deux canaux infrarouges.*



*Figure 11: La faible différence de couleurs de l'image RGB 5-3-1 Landsat fortement corrélée notamment entre les deux canaux visibles.*





*Figure 12: La faible différence de couleurs de l'image RGB 5-4-2 Landsat fortement corrélée notamment entre les deux canaux infrarouges.*





*Figure 13: La faible différence de couleurs de l'image RGB 7-3-1 Landsat faiblement corrélée et manquant les données du proche infrarouge.*



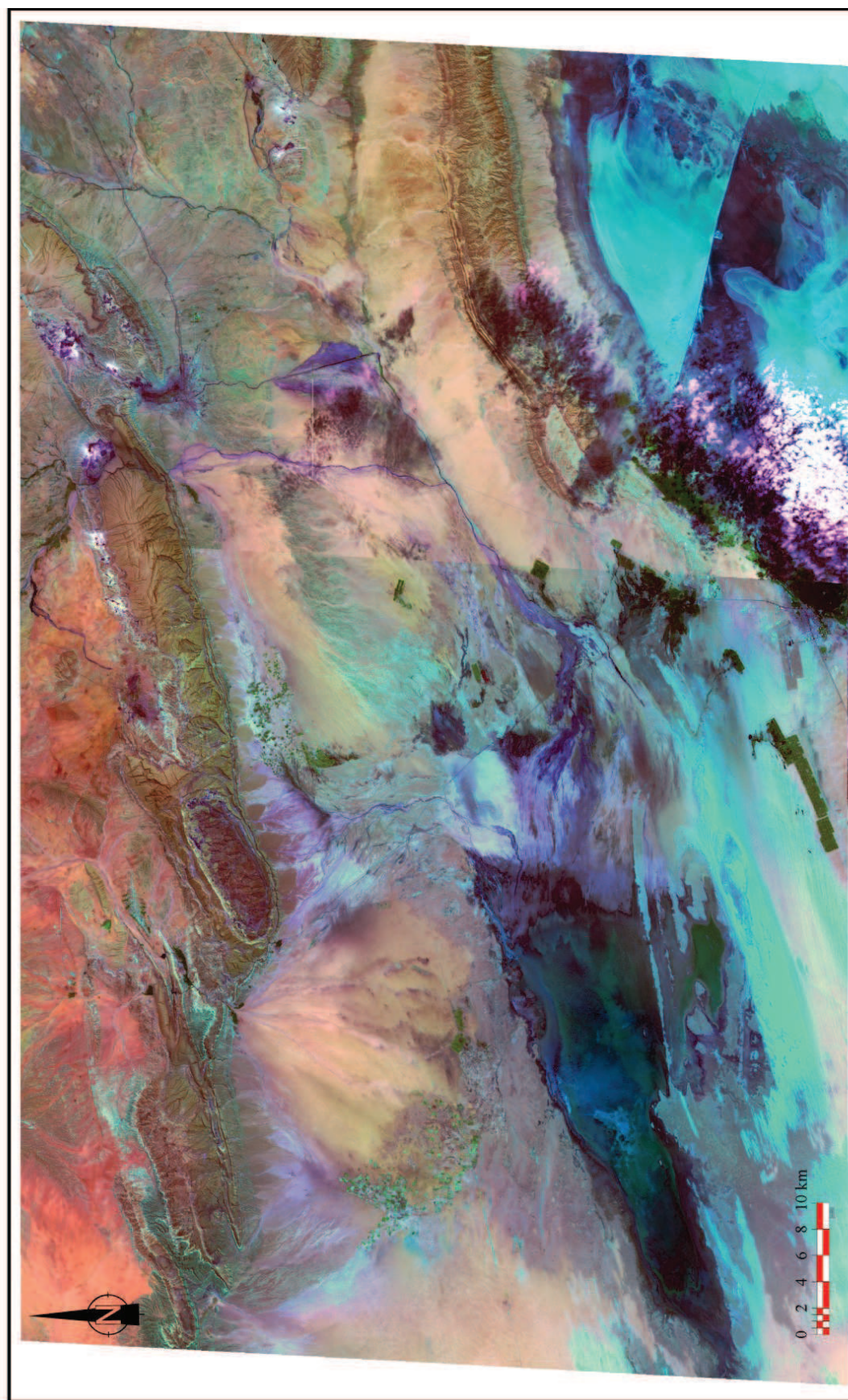


**Figure 14:** La bonne différence de couleurs de l'image RGB 7-4-1 Landsat faiblement corrélée par rapport à l'image 7-4-2 (Figure 1), et intégrant les données du proche infrarouge.

	VNIR			SWIR					
	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9
C1	1								
C2	0,936	1							
C3	0,828	0,933	1						
C4	0,119	0,276	0,420	1					
C5	0,017	0,145	0,293	0,954	1				
C6	0,039	0,160	0,305	0,946	0,996	1			
C7	0,074	0,191	0,328	0,942	0,990	0,990	1		
C8	0,143	0,238	0,363	0,928	0,973	0,976	0,990	1	
C9	0,123	0,188	0,323	0,882	0,948	0,959	0,956	0,964	1

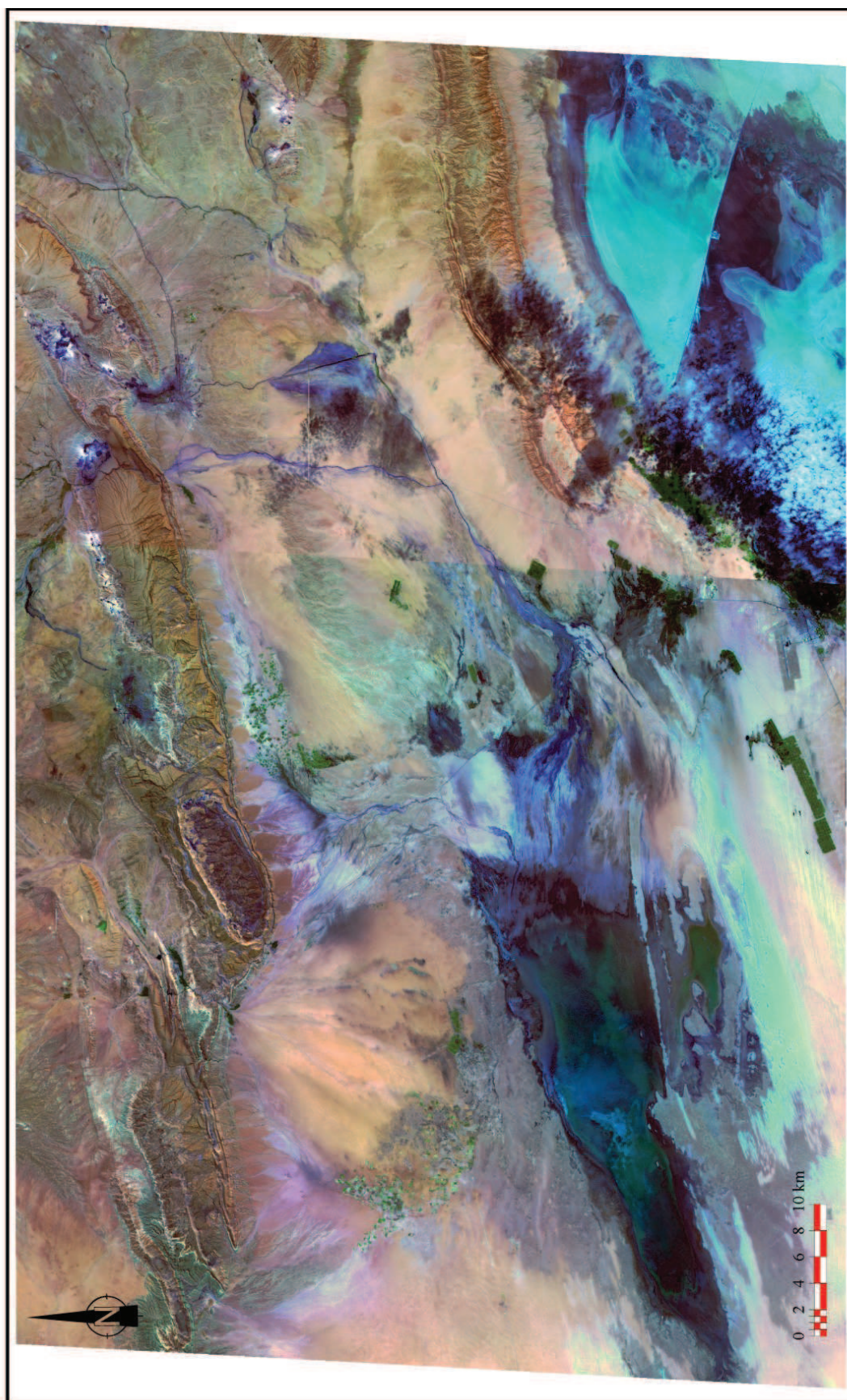
**Figure 15:** Tableau montrant la corrélation calculée pour les données Aster couvrant le secteur d'étude.





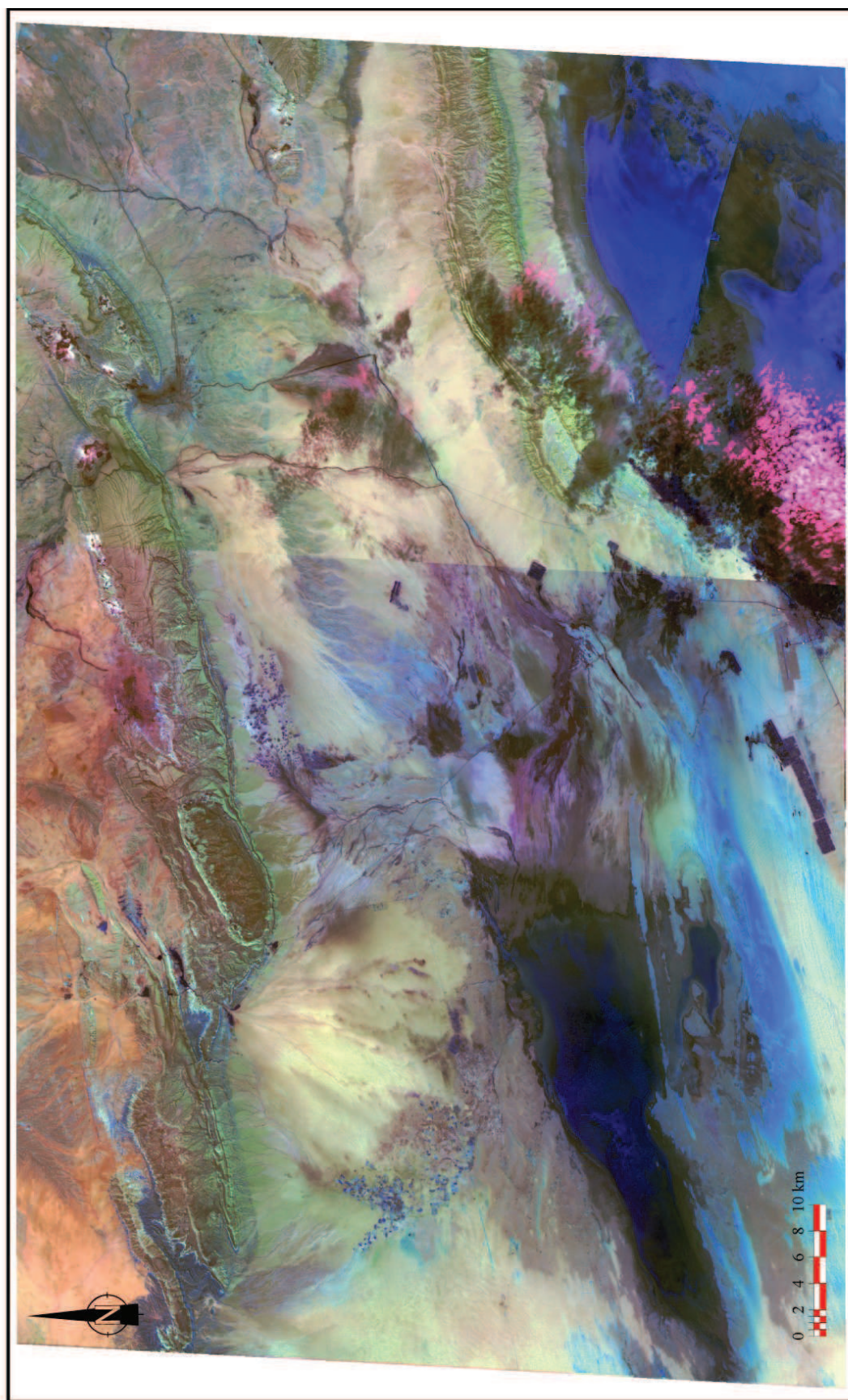
*Figure 16: La bonne différence de couleurs de l'image RGB 9-3-1 Aster faiblement corrélée et intégrant les données du proche et moyen infrarouge.*





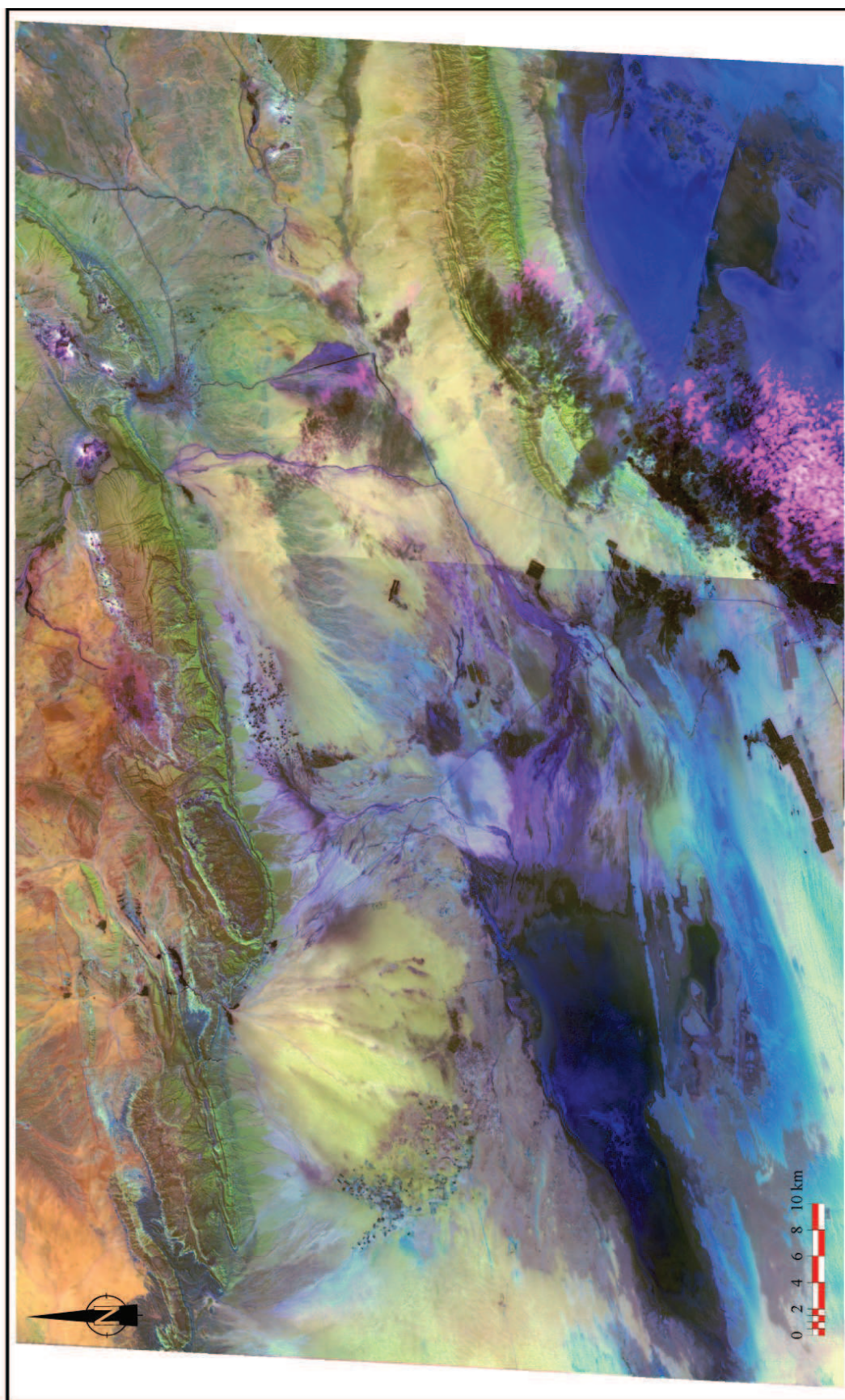
*Figure 17: La bonne différence de couleurs de l'image RGB 4-3-1 Aster faiblement corrélée et intégrant les données du proche et moyen infrarouge.*





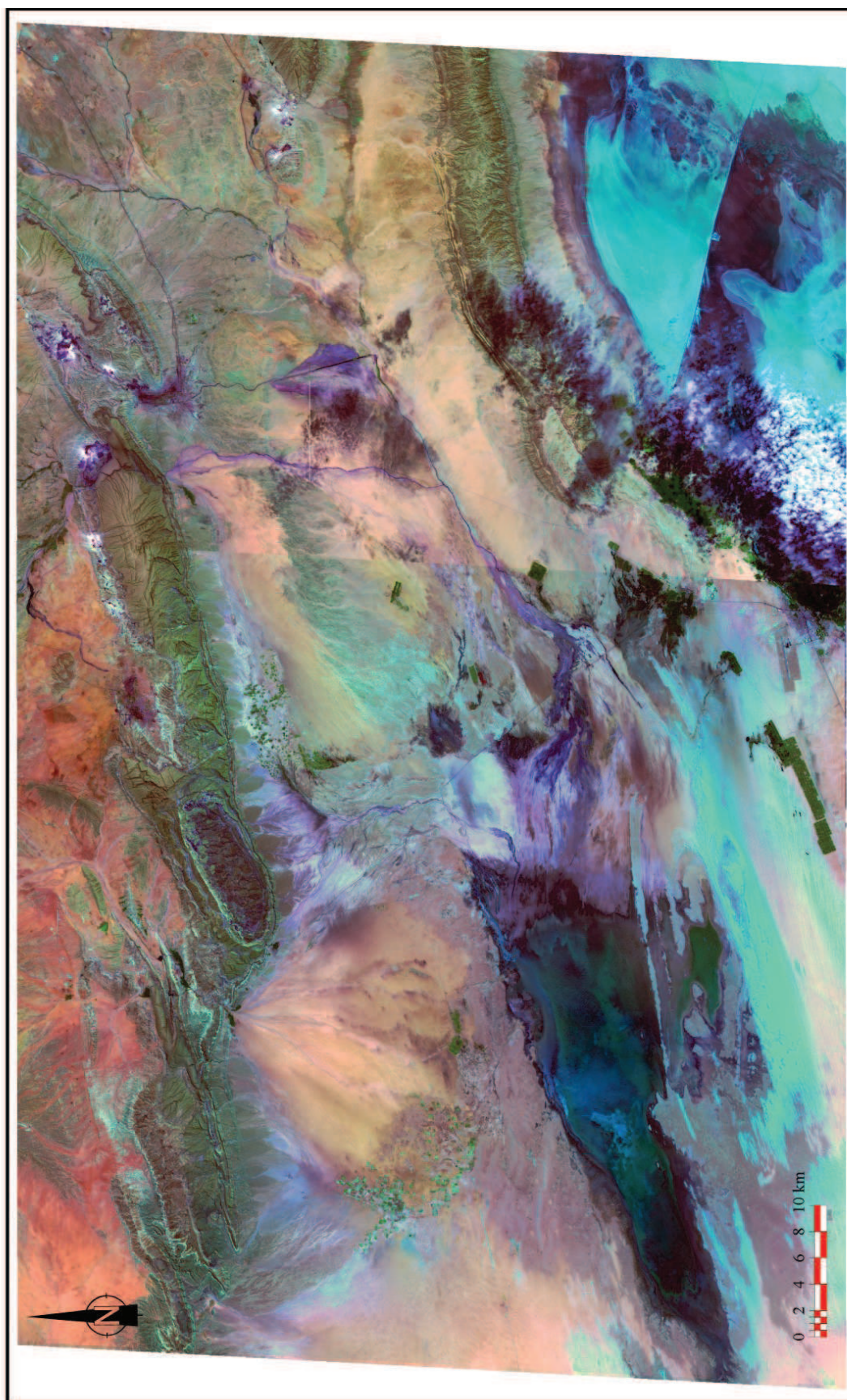
*Figure 18: La diminution de la différence de couleurs dans l'image RGB 9-4-3 Aster faiblement corrélée mais manquant les données du domaine visible.*





*Figure 19: La diminution de la différence de couleurs dans l'image RGB 9-4-1 Aster faiblement corrélée mais manquant les données du domaine du proche infrarouge.*





**Figure 20:** La bonne différence de couleurs de l'image RGB 8-3-1 Aster très proche de l'image RGB 9-3-1 Aster (Figure 16), et équivalente à l'image RGB 7-4-2 Landsat (Figure 1).





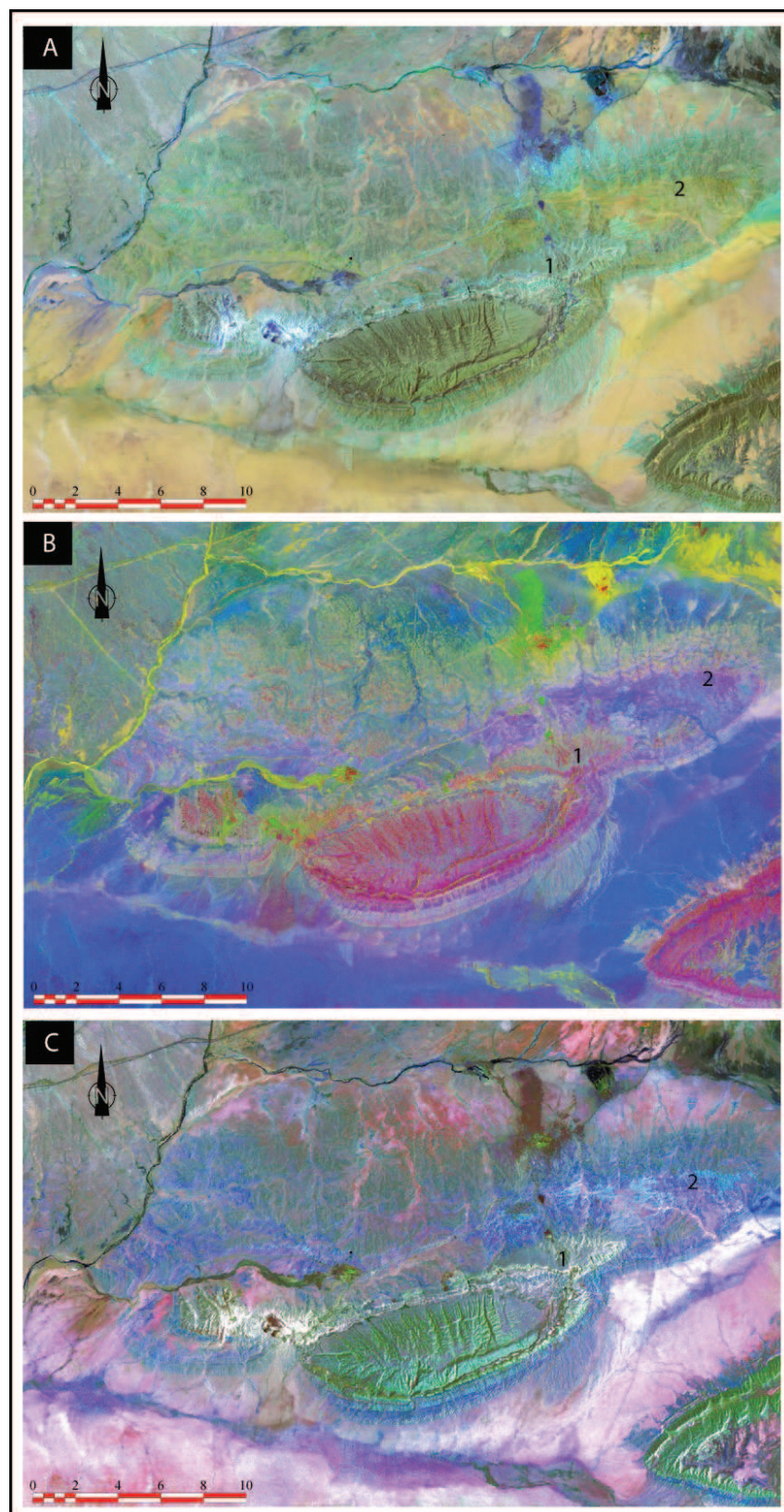
**Figure 21:** L'augmentation de la différence de couleurs des données Landsat par l'utilisation des bandes-ratio résultantes de la combinaison de canaux faiblement corrélés, et par l'ajout d'un canal visible (canal 3) comme canal d'intensité dans l'image RGBI 7/4-5/2-3/1-3.





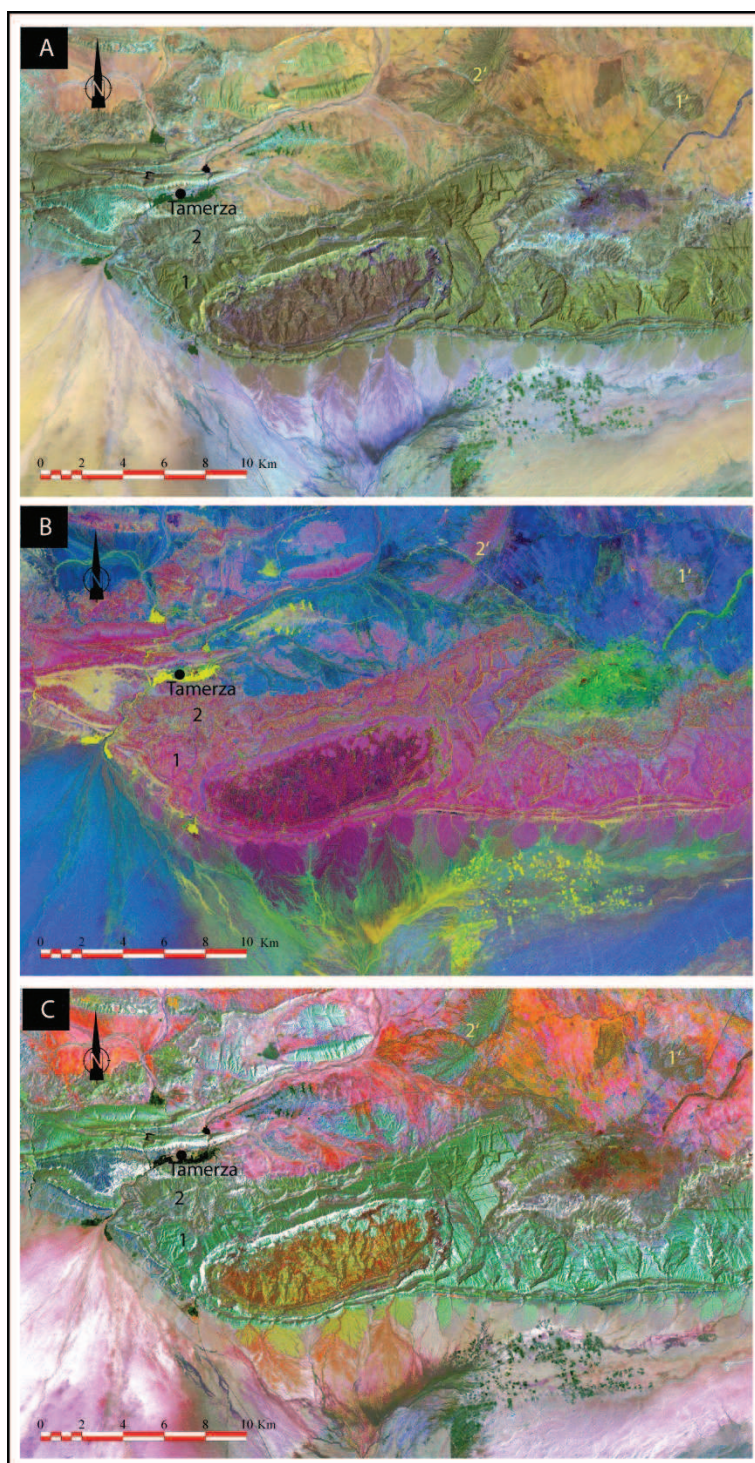
**Figure 22:** L'augmentation de la différence de couleurs des données Landsat par l'utilisation des bandes-ratio résultantes de la combinaison de canaux faiblement corrélés, et par l'ajout du canal du moyen infrarouge (canal 5) comme canal d'intensité dans l'image RGBI 7/4-5/2-3/1-5.





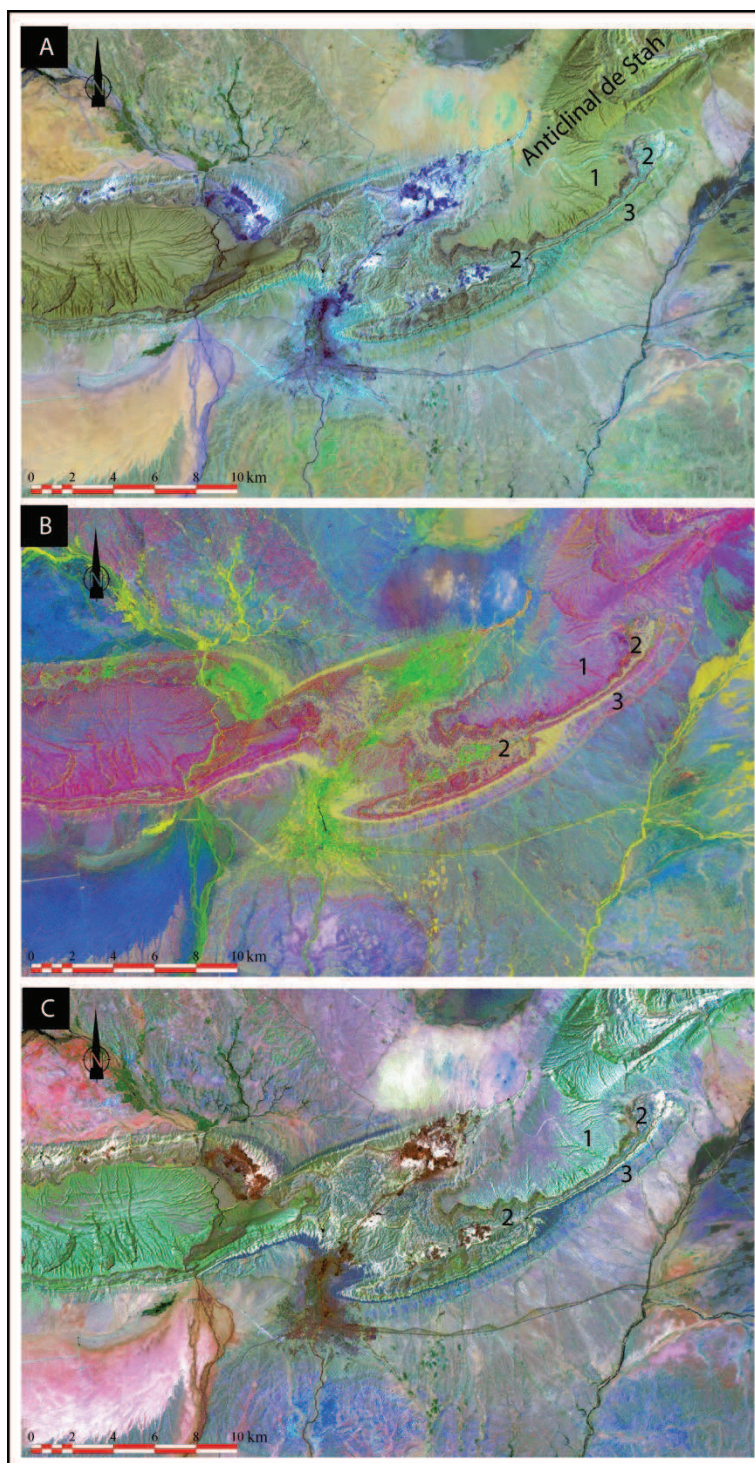
**Figure 23:** Comparaison entre les différences de couleurs montrées par les compositions colorées Landsat 7-3-1 (A), 5/7-4/5-3/1 (B) et 7/4-5/2-3/1-5 (C) au niveau de l'anticlinal de Sehib. L'image C permet de distinguer plus facilement la limite entre la formation carbonatée de Metlaoui (1) et les formations conglo-sableuses du Mio-Pliocène (2) que les images A et B.



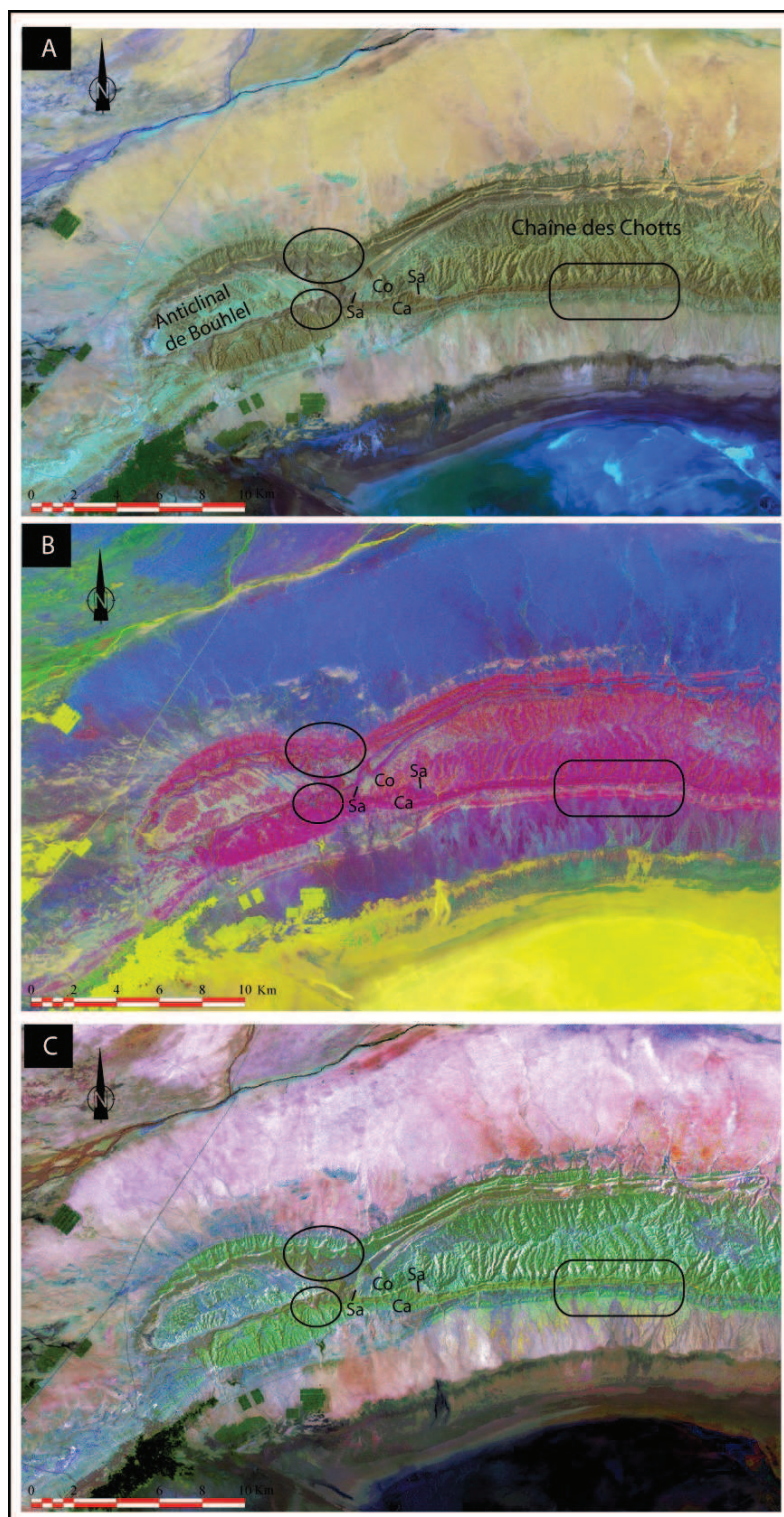


**Figure 24:** Comparaison entre les différences de couleurs montrées par les compositions colorées Landsat 7-3-1 (A), 5/7-4/5-3/1 (B) et 7/4-5/2-3/1-5 (C) au niveau de l'anticlinal de Bliji. L'image C permet de distinguer plus facilement le contact Maastrichtien-Tertiaire en différenciant les carbonates du Maastrichtien (1) (la formation Abiod) des carbonates de l'Éocène (2) (la formation Métilaoui). L'image C permet aussi de différencier plus facilement les affleurements conglo-sableux (1') et carbonaté (2') que l'image A, et aussi facilement que l'image B.





**Figure 25:** Comparaison entre les différences de couleurs montrées par les compositions colorées Landsat 7-3-1 (A), 5/7-4/5-3/1 (B) et 7/4-5/2-3/1-5 (C) au niveau de l'anticlinal de Stah. L'image C permet de distinguer plus facilement les carbonates du Maastrichtien (1) (Fm. Abiod) des carbonates de l'Éocène (2) (Fm. Mélaoui) aussi bien que l'image A et davantage que l'image B. L'image C permet aussi une meilleure différence de couleurs entre les carbonates de la formation Abiod (1) et les affleurements conglomératiques (3) que les images A et B.



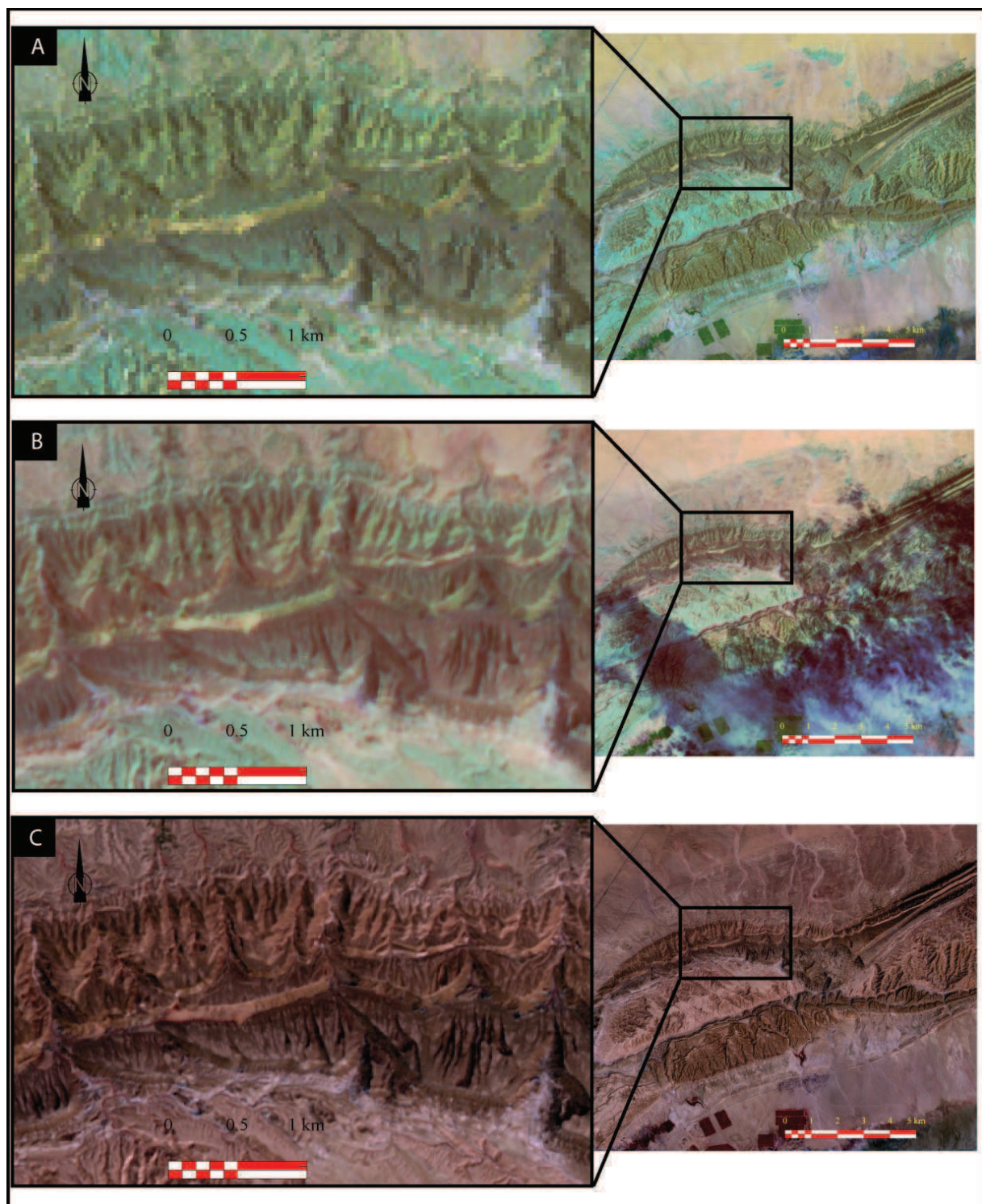
**Figure 26:** Comparaison entre les différences de couleurs montrées par les compositions colorées Landsat 7-3-1 (A), 5/7-4/5-3/1 (B) et 7/4-5/2-3/1-5 (C) au niveau de l'anticlinal de Bouhlel. L'image C permet de distinguer plus facilement les contacts Campanien-Santonien (Ca-Sa) et Santonien-Coniacien (Sa-Co) sur le flanc sud de la chaîne des Chotts par rapport aux images A et B. L'image C permet aussi de bien distinguer les différentes unités carbonatées sur les flanc sud et nord de l'anticlinal de Bouhlel.





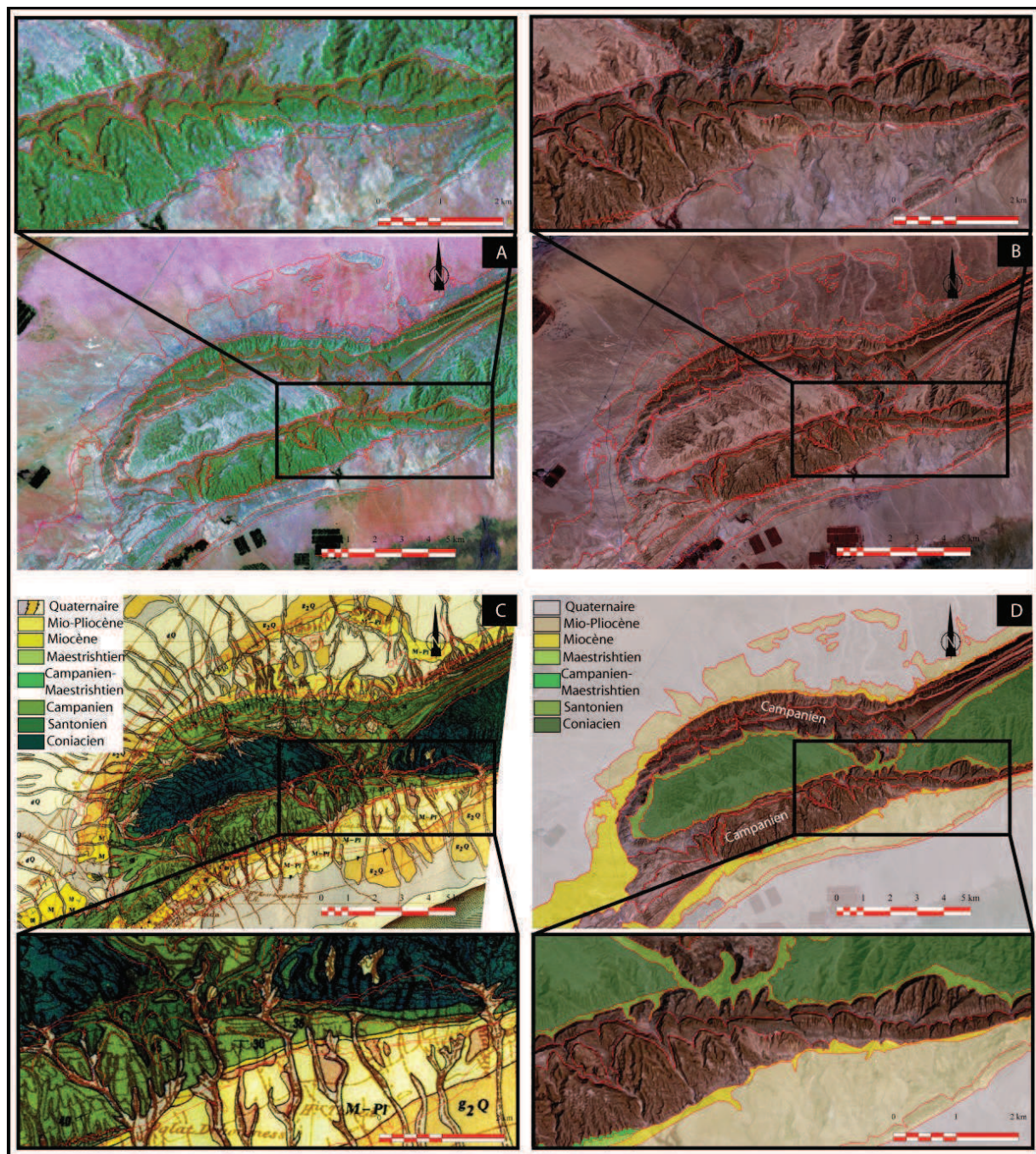
*Figure 27: L'augmentation de la différence de couleurs des données Aster par l'utilisation des bandes-ratio résultantes de la combinaison de canaux faiblement corrélés, et par l'ajout du canal du proche infrarouge (canal 3) comme canal d'intensité dans l'image RGBI 8/3-4/2-3/1-3.*





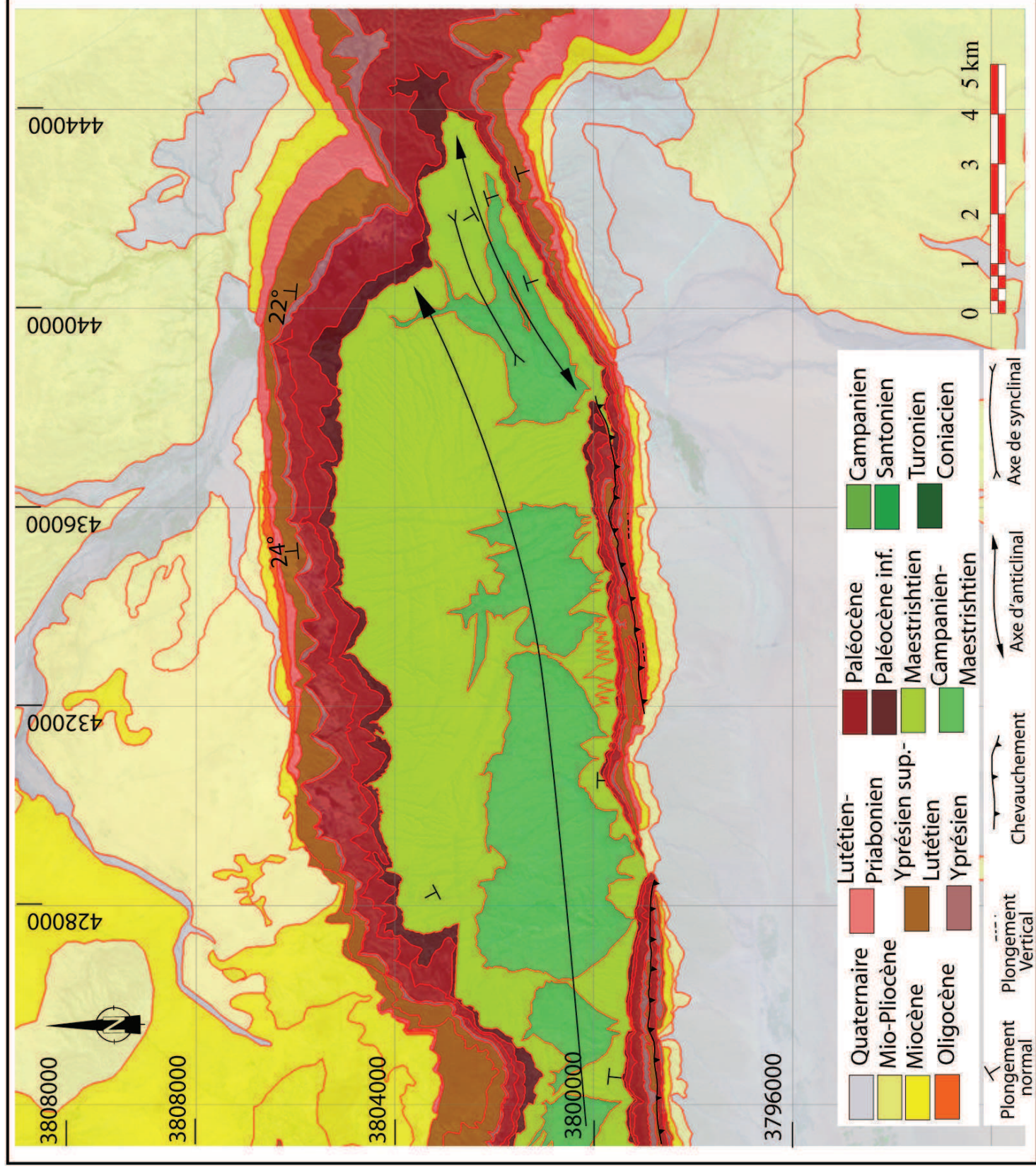
**Figure 28:** Comparaison entre les compositions colorées Landsat 7-3-1 (A), Aster 8-3-1 (B) et Alos 4-3-2 (C) montrant la variation des caractéristiques spectrales et spatiales selon le type de données.





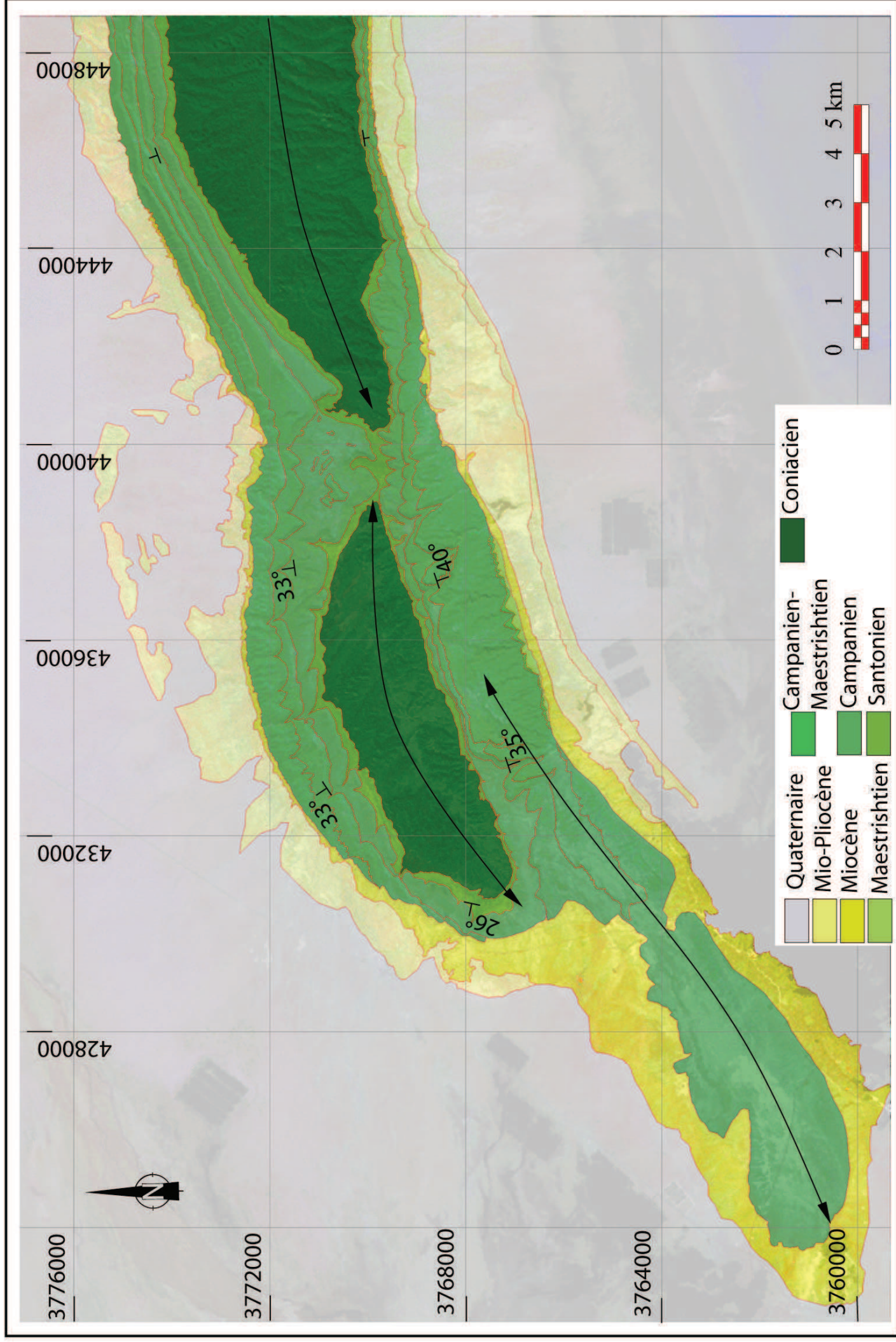
**Figure 29:** La contributions des différents types de données à une cartographie précise du Campanien au niveau de l'anticlinal de Bouhlel. (A) et (B) L'interprétation d'images à l'aide des compositions colorées Landsat (bandes-ratio 7/4-5/2-3/1-3) et Alos (4-3-2), respectivement. (C) L'interprétation d'images (lignes rouges) superposée sur la carte géologique au 1/100 000 (Mahjoub et Fakraoui, 1990) montrant une concordance générale entre les deux sur le flanc nord de l'anticlinal et des erreurs de la cartographie du Campanien sur le flanc sud. (D) La cartographie télé-analytique de l'anticlinal de Bouhlel superposée sur l'image Alos (RGB 4-3-2) montrant la bonne cartographie des trois barres calcaires du Campanien.





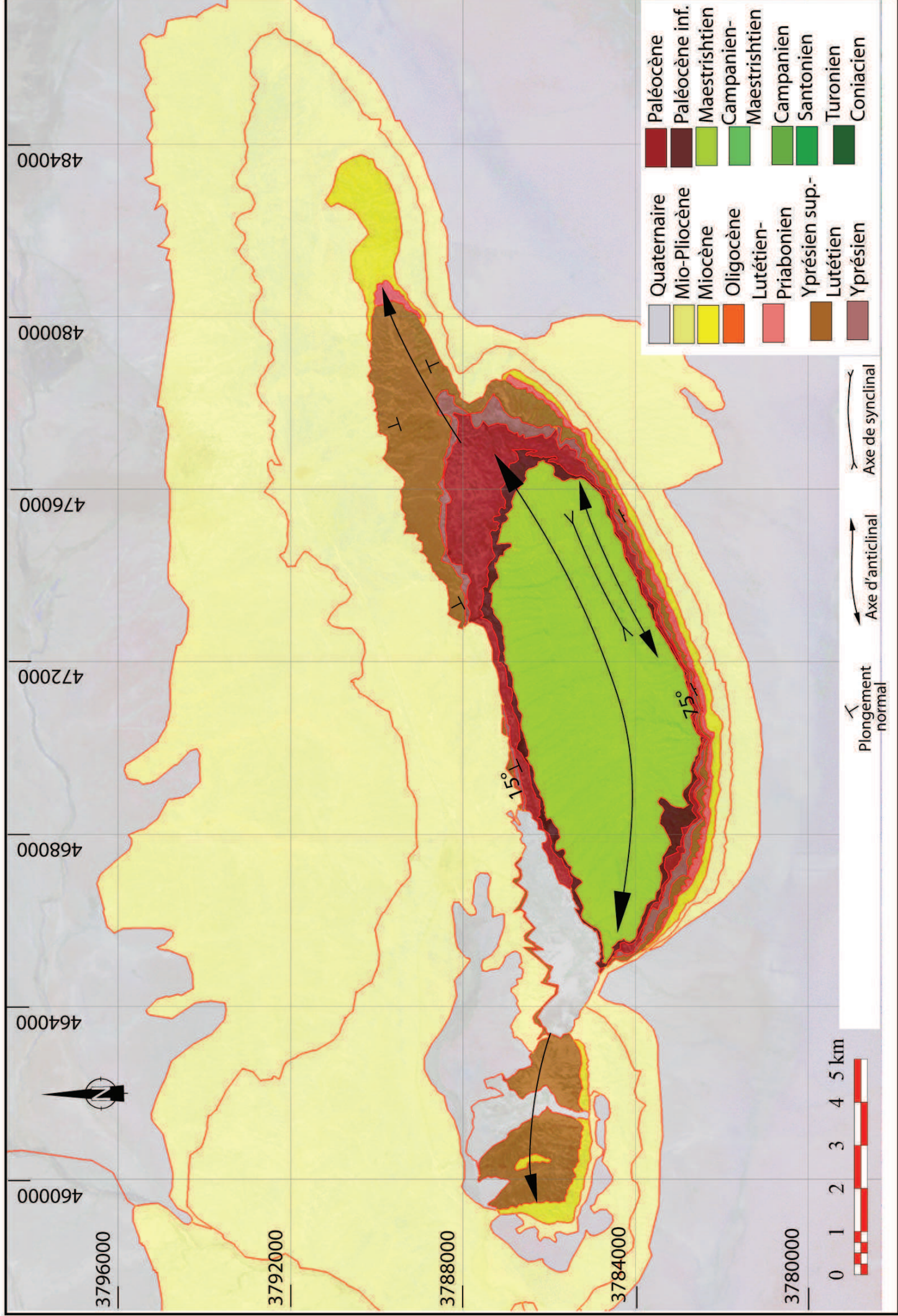
Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal d'Alima





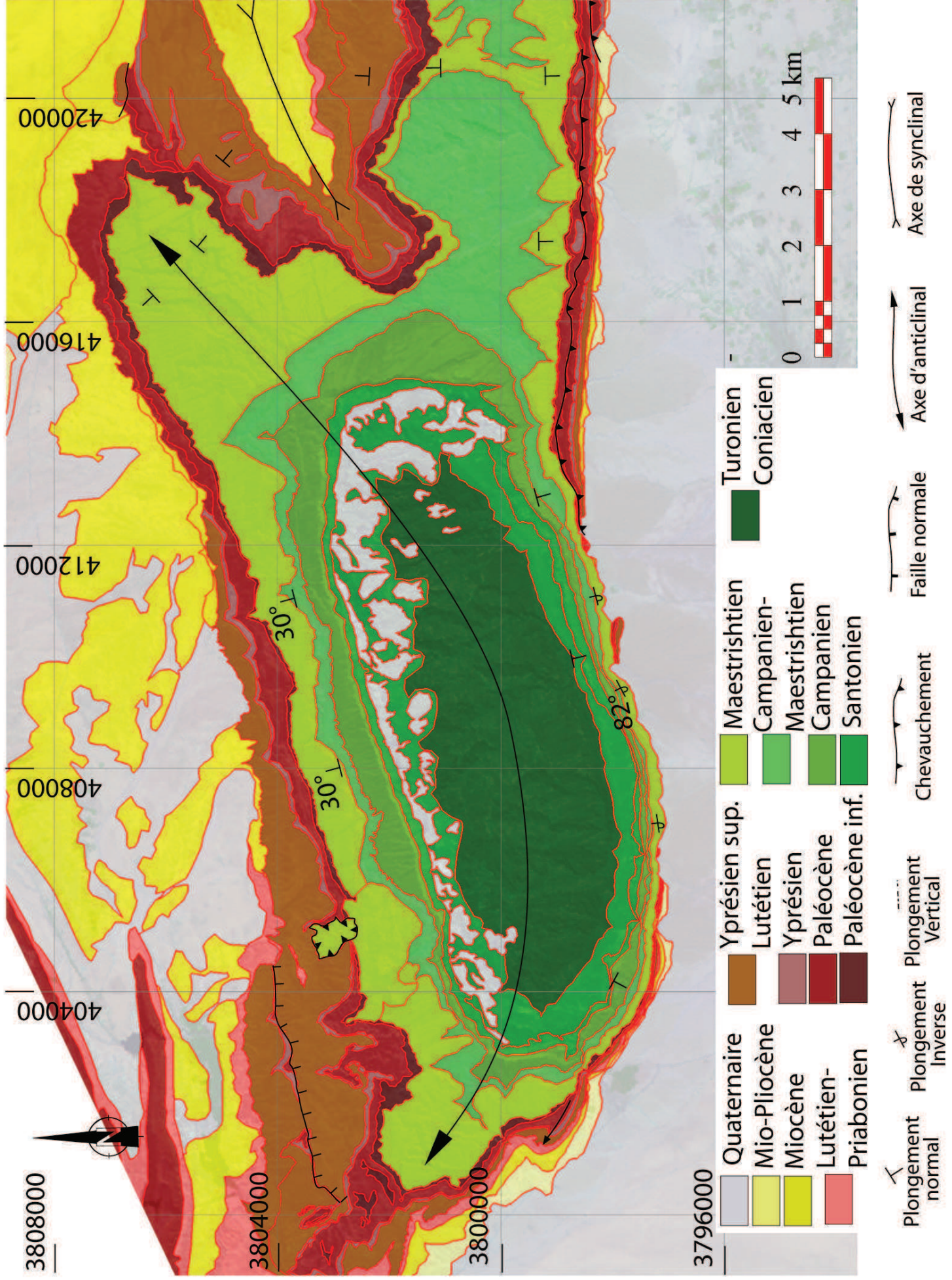
Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal de Bouhlef





Carte géologique télé-analytique de l'anticlinal de Sehib





Carte géologique télé-analytique de l'anticalinal de Blijie



